

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 365

ФИЗИЧЕСКАЯ  
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией  
чл.-корр. АН СССР  
проф. М. И. БУДЫКО

Ленинградский  
Гидрометеорологический ин-т  
БИБЛИОТЕКА  
Л-д 195196 Малсохтинский пр., 26



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
ЛЕНИНГРАД · 1976

287658

06  
Т-78

В сборнике содержатся результаты исследования изменений климата, радиационного и теплового балансов и других проблем физической климатологии.

Сборник рассчитан на специалистов в области метеорологии, климатологии, агрометеорологии и гидрологии.

The results of investigations on climatic changes, radiation and heat balances and other problems in physical climatology are presented in the Collection of Scientific Research Transactions of the Voeikov Main Geophysical Observatory.

The Collection is intended for the specialists engaged in the field of meteorology, climatology, agrometeorology and hydrology.

## КОНДЕНСАЦИОННЫЙ РОСТ СТРАТОСФЕРНОГО СУЛЬФАТНОГО АЭРОЗОЛЯ

Анализ экспериментальных исследований нижних слоев стратосферы показал наличие устойчивого максимума концентрации аэрозоля на высотах 15—25 км [1]. Этот слой аэрозоля состоит из крупных частиц ( $r \approx 0,1 \div 2$  мкм), характерным компонентом которых являются ионы  $\text{SO}_4^-$ . Образуется слой сульфатов вследствие интенсивного окисления в стратосфере поступающих из тропосферы газов  $\text{SO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , которые выделяются в результате как природных процессов, так и промышленной деятельности человека [1].

В связи с возрастанием последней представляет несомненный интерес изучение физико-химических процессов, определяющих свойства слоя, его возможную эволюцию и воздействие на климат.

При окислении образуются «первичные» частицы — небольшие скопления молекул  $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , имеющие размер порядка  $5 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-3}$  мкм [1]. Эти частицы коагулируют с поступающими из тропосферы ядрами Айткена ( $r < 0,1$  мкм) или между собой, что приводит к образованию более крупных частиц, состоящих из серной кислоты или — в меньшей степени — из сульфатов (последние в основном представлены сульфатом аммония  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ) [1]. В настоящей работе рассматриваются закономерности развития частиц из серной кислоты.

Образовавшиеся гигроскопические капли серной кислоты продолжают расти как за счет присоединения водяного пара из атмосферы, так и за счет коагуляции, в основном с сильно подвижными «первичными» частицами. В дальнейшем возможны замерзание капель и рост образовавшихся кристаллов также за счет конденсации водяного пара и коагуляции. Все это сопровождается седиментацией — выпадением частиц из слоя под действием силы тяжести.

Перечисленные процессы — конденсация, коагуляция, замерзание и седиментация — при заданной интенсивности образования

«первичных» частиц, турбулентного обмена и адвекции в совокупности определяют условия динамического равновесия слоя сульфатного аэрозоля. В настоящей работе сделана попытка оценить вклад процессов конденсации как на жидких, так и на замерзших частицах в общую динамику слоя.

Исследованию закономерностей роста гигроскопических капель за счет поглощения влаги из воздуха уделено большое внимание при изучении облаков и осадков. Однако на высоте слоя сульфатного аэрозоля (порядка 20 км) процесс конденсации несколько отличается от аналогичного, происходящего на более низких высотах, соответствующих обычным тропосферным облакам (1—5 км). В слое сульфатов вследствие разреженности атмосферы существенно увеличивается коэффициент молекулярной диффузии водяного пара, благодаря чему возрастает роль эффекта, связанного с малостью размеров капель. С учетом этого эффекта [4], вытекающего из соображений кинетической теории газов, уравнения, описывающие приток водяного пара из атмосферы к гигроскопической капле, приобретают следующий вид:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi\rho_a D^* r \cdot \frac{0,622}{\rho_a} (E_a - E); \quad (1)$$

$$m = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho; \quad (2)$$

$$\rho_a = \frac{p_a \cdot 10^3}{R_c T_a}; \quad (3)$$

$$D^* \approx \frac{D D_a}{D + D_a}; \quad (4)$$

$$D_a \approx 0,22 \cdot \frac{1013}{p_a} \left( \frac{T_a}{273} \right)^{1,8}; \quad (5)$$

$$D = \alpha r \sqrt{\frac{R_n T_a}{2\pi}}; \quad (6)$$

где  $m$ ,  $r$ ,  $\rho$  — соответственно масса, радиус и плотность капли;  $T_a$ ,  $p_a$ ,  $\rho_a$  — температура, давление (мб) и плотность воздуха;  $E_a$ ,  $D_a$  — упругость (мб) и коэффициент диффузии водяного пара в воздухе;  $R_n$ ,  $R_c$  — удельная газовая постоянная водяного пара и воздуха;  $\alpha$  — так называемый коэффициент испарения, или аккомодации, показывающий, какая часть молекул водяного пара, попав на поверхность капли, будет ею захвачена ( $0 \leq \alpha \leq 1$ );  $E$  — равновесная упругость водяного пара у поверхности капли.

Величина  $E$  является функцией концентрации раствора  $C$ , кривизны поверхности  $r$  и температуры поверхности капли  $T$ . При  $C \rightarrow 0$  и  $r \rightarrow \infty$  равновесная упругость у поверхности капли  $E \rightarrow \bar{E}(T)$ , где  $\bar{E}(T)$  — упругость насыщения водяных паров над гладкой водной поверхностью при температуре  $T$ . Используя эмпирические данные по упругости насыщенных паров воды над серной кислотой [2],

можно описать зависимость  $E$  от  $C$ ,  $r$  и  $T$  с помощью следующей приближенной формулы:

$$E \approx \exp\left\{2,3\left(9,4 - 0,36 \cdot 10^{-2}C - \frac{2353}{T} \cdot 10^{0,2 \cdot 10^{-6}C^3}\right)\right\} \exp\left\{\frac{2\sigma}{R_{\text{H}_2\text{O}} \rho T r}\right\}, \quad (7)$$

где  $\sigma$  — коэффициент поверхностного натяжения на границе серная кислота — воздух, который, согласно эмпирическим данным [2], может быть оценен по формуле

$$\sigma \approx 73 + 0,7 \cdot 10^{-2}C + 47,2 \cdot 10^{-4}C^2 - 67,9 \cdot 10^{-6}C^3 - 0,145(T - 291), \quad (8)$$

Принимается, что в начальный момент времени  $t=0$  при  $r=r_0$  капля состоит из 100%-ной серной кислоты (т. е.  $C=100$  вес. %). С учетом приближенной зависимости плотности серной кислоты от концентрации, вполне удовлетворительно описывающей эмпирические данные [2]:

$$\rho \approx 1 + 0,85 \cdot 10^{-2}C, \quad (9)$$

концентрацию  $C$  можно выразить в виде функции  $r$ :

$$C \approx 0,59 \cdot 10^2 (-1 + \sqrt{1 + 6,29(r_0/r)^3}). \quad (10)$$

В полученную систему уравнений входит температура поверхности капли  $T$ , которая отличается от температуры окружающего воздуха  $T_a$  вследствие выделения тепла при конденсации, разбавления серной кислоты и преобразовании лучистой энергии. Однако проведенные нами численные оценки показали, что перечисленные процессы мало влияют на температуру капли вследствие сравнительно интенсивного теплообмена капли с окружающим воздухом. Поэтому можно, не рассматривая дополнительно уравнения теплообмена, принять температуру поверхности капли  $T$  равной температуре окружающего воздуха  $T_a$ :

$$T \approx T_a. \quad (11)$$

Система уравнений (1) — (11) позволяет при известных параметрах атмосферы рассчитать динамику конденсационного роста капли, т. е. изменение со временем радиуса капли, концентрации, плотности и равновесной упругости водяного пара у ее поверхности. Решение этой системы было нами реализовано путем численного интегрирования с помощью ЭВМ.

Согласно уравнению (1), рост капель за счет конденсации водяного пара происходит до тех пор, пока  $E_a > E$ , или, что то же самое, пока относительная влажность воздуха  $f_a = \frac{E_a}{E} \cdot 100\%$  больше относительной влажности у поверхности капли  $f = \frac{E}{E} \times$

$\times 100\%$ . Изменение концентрации серной кислоты  $C$  и соответственно величины  $f$  с ростом радиуса капли  $r$  проиллюстрировано на рис. 1. Приведенные зависимости соответствуют температуре воздуха  $-60^\circ\text{C}$ . Как показали численные эксперименты, в пределах реальных изменений температуры воздуха в слое сульфатного аэрозоля (от  $-40$  до  $-80^\circ\text{C}$ ) зависимости  $f$  от  $r$  практически не отличаются от приведенных.

Согласно рис. 1, функция  $f(r)$  имеет максимум, причем ее значение в точке максимума  $f_m$  превышает  $100\%$  (при  $r \rightarrow \infty$  отно-

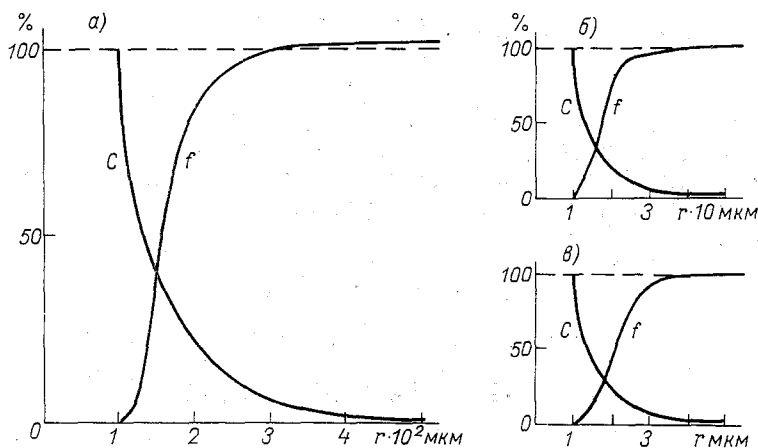


Рис. 1. Равновесная упругость водяного пара над поверхностью капли  $f$  (% от упругости насыщения над водой) и концентрация серной кислоты в капле  $C$  (вес. %) для различных  $r_0$ .

а)  $r_0 = 0,01$  мкм; б)  $r_0 = 0,1$  мкм; в)  $r_0 = 1$  мкм.

шение  $f \rightarrow 100\%$ ). Следовательно, если относительная влажность воздуха  $f_a > f_m$ , то капли могут расти неограниченно, так как при любом  $r$  будет выполняться условие  $E_a > E$ . Если  $f_a \leq f_m$ , то капли не могут расти безгранично, а имеют пределом роста некоторое значение  $r_p$ , при котором  $f_a = f$  (т. е.  $E_a = E$ ). При этом, чем меньше  $f_a$ , тем меньше равновесный радиус капли  $r_p$  и тем больше концентрация серной кислоты в равновесной капле (см. рис. 1 и 3).

Превышение величины  $f_m$   $100\%$ -ного уровня тем меньше, чем больше  $r_0$  (рис. 1). При размерах капель, превышающих  $0,1$  мкм (нижний предел диапазона размеров сульфатного аэрозоля), практически можно считать, что  $f_m = 100\%$ .

Хотя эмпирические данные по влажности воздуха в нижних слоях стратосферы недостаточно полны и точны, все же на основании имеющихся данных (см. [1]) можно сделать вывод, что относительная влажность воздуха на рассматриваемых высотах меньше  $100\%$ .

Следовательно, в слое сульфатного аэрозоля осуществляется процесс, в ходе которого радиус капли с течением времени асимптотически приближается к некоторому предельному значению  $r_p$ . Несколько соответствующих этому случаю кривых роста капли представлено на рис. 2.

Как следует из приведенных зависимостей, чем больше  $T_a$ , тем меньше время, за которое  $r$  достигает значения, практически неотличимого от  $r_p$  (например, 95% от  $r_p$ ). В дальнейшем это время мы будем называть временем роста капли.

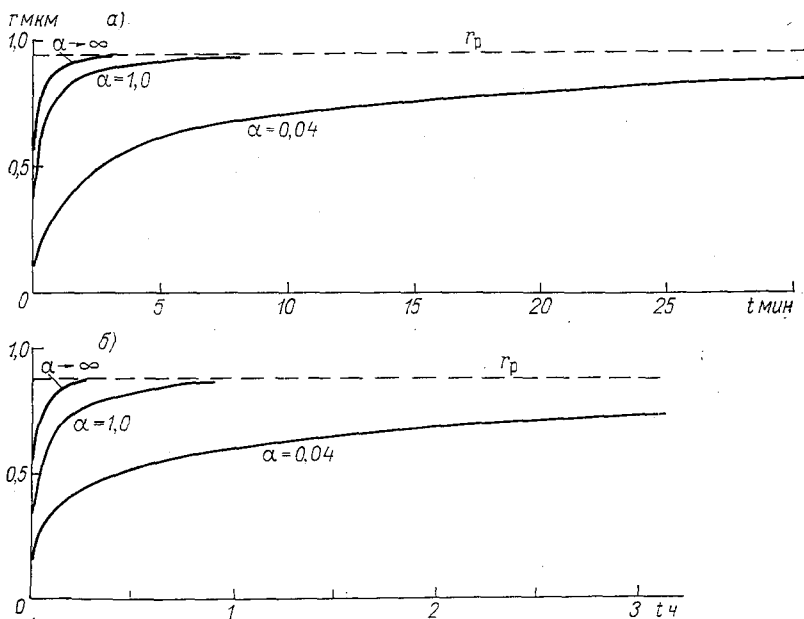


Рис. 2. Рост капли при различных значениях коэффициента аккомодации  $\alpha$ ,  $f_a=100\%$ ,  $r_0=0,1$  мкм и  $p_a=55$  мб.  
а)  $T_a=-60^\circ\text{C}$ ; б)  $T_a=-80^\circ\text{C}$ .

Динамика роста капли зависит от коэффициента аккомодации  $\alpha$ . Как видно из рис. 2, чем больше  $\alpha$ , тем меньше время роста капли.

Согласно экспериментальным оценкам, значение  $\alpha$  для чистой воды (или для сильно разбавленной серной кислоты) порядка 0,04 [3]. Естественно ожидать, что коэффициент аккомодации  $\alpha$  (показывающий, какая часть молекул водяного пара, попав на поверхность капли, будет ею захвачена) возрастает при увеличении концентрации раствора в капле в силу гидрофильной природы серной кислоты. Поскольку по своему физическому смыслу величина  $\alpha$  не может быть больше 1 ( $0 \leq \alpha \leq 1$ ), то, следовательно, представ-

ленные на рис. 2 зависимости при  $\alpha=0,04$  соответствуют нижнему пределу, а при  $\alpha=1$  — верхнему пределу скорости роста капли. На рис. 2 приведены также зависимости при  $\alpha \rightarrow \infty$ , что соответствует случаю, когда не учитываются эффекты, связанные с малостью размеров аэрозолей. Сравнивая кривые роста капли при  $\alpha \rightarrow \infty$  и  $\alpha=0,04$ , нетрудно убедиться, что учет этих эффектов может оказаться существенным.

Чем меньше относительная влажность воздуха  $f_a$ , тем меньше  $r_p$  и тем меньше время роста капли (рис. 3). Следовательно, при-

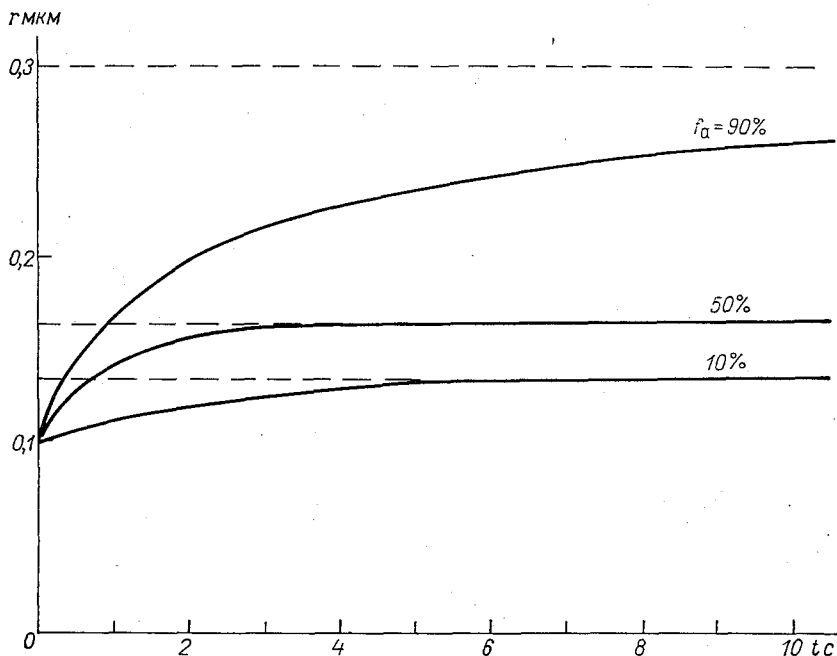


Рис. 3. Рост капли при различных значениях относительной влажности воздуха  $f_a$ ,  $T_a = -60^\circ\text{C}$ ,  $r_0 = 0,1$  мкм,  $p_a = 55$  мб и  $\alpha = 0,04$ .

веденные на рис. 2 зависимости при  $f_a = 100\%$  позволяют получить оценку максимального времени роста капли при прочих равных условиях. В приведенных примерах (рис. 2 и 3) это время не превышает нескольких часов. Как показали численные эксперименты, и при любых других наборах значений внешних параметров, лежащих в пределах их реальных изменений в сульфатном слое, время конденсационного роста капель, у которых  $r_p \leq 2$  мкм (верхний предел размеров аэрозоля слоя), не превышает нескольких часов.

Помимо рассмотренного случая, соответствующего реальным условиям ( $f_a \leq f_m \approx 100\%$ ), нами были рассчитаны графики роста



капель при пересыщении водяного пара, достаточном для их неограниченного роста ( $f_a=101\%$ ). Из результатов численных экспериментов (некоторые приведены на рис. 4) следует, что в этом случае за несколько часов или дней капли достигли бы настолько больших размеров, что вынуждены были бы покинуть слой в те-

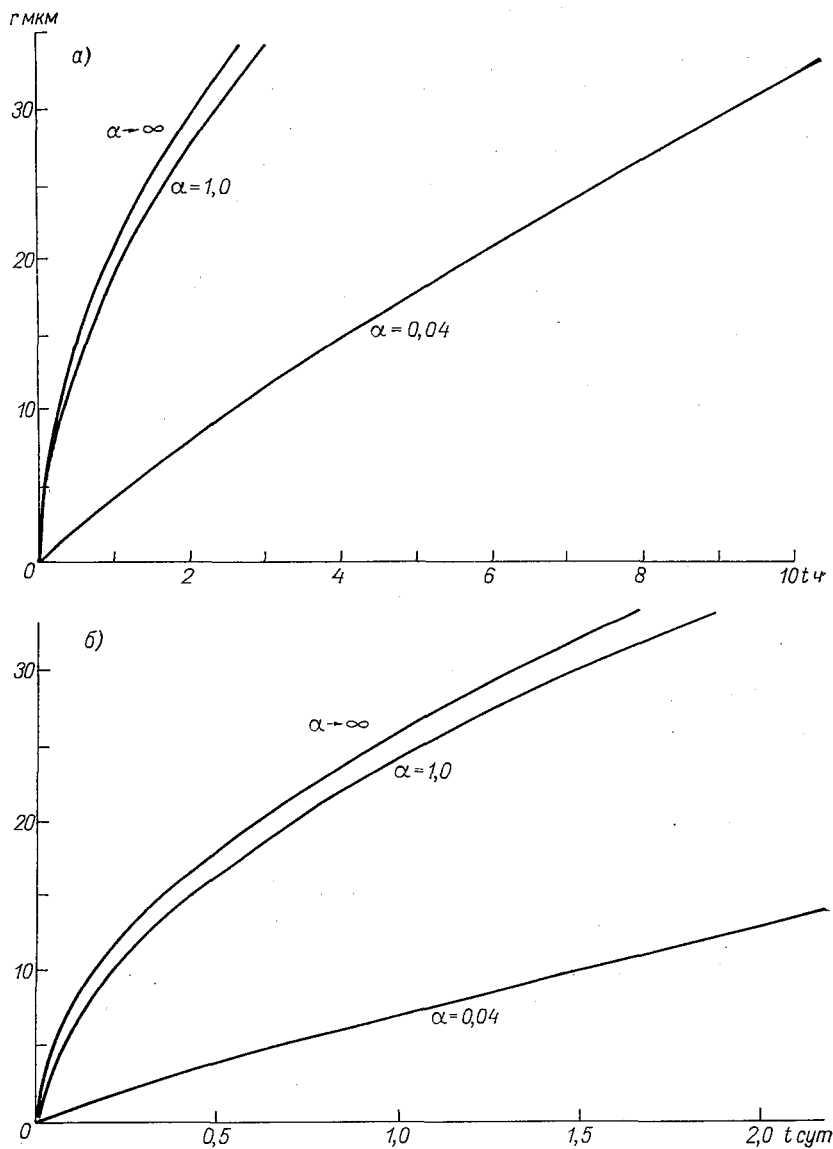


Рис. 4. Неограниченный рост капли при пересыщении водяного пара,  $f_a=101\%$ ,  $r_0=0,1$  мкм и  $p_a=55$  мб.

а)  $T_a=-60^\circ\text{C}$ ; б)  $T_a=-80^\circ\text{C}$ .

чение нескольких часов под действием силы тяжести. Соответственно в этом случае не могло бы быть речи о существовании сульфатного слоя, время жизни частиц которого, согласно эмпирическим оценкам [1], порядка месяцев и лет.

До сих пор мы рассматривали закономерности конденсационного роста жидких частиц сульфатного слоя. Однако, как уже говорилось, при наблюдающихся температурах слоя (от  $-40$  до  $-80^{\circ}\text{C}$ ) естественно ожидать замерзание капель серной кислоты. Количественная оценка вероятности замерзания представляется в настоящее время затруднительной ввиду отсутствия достаточно точных значений, необходимых для оценок физико-химических па-

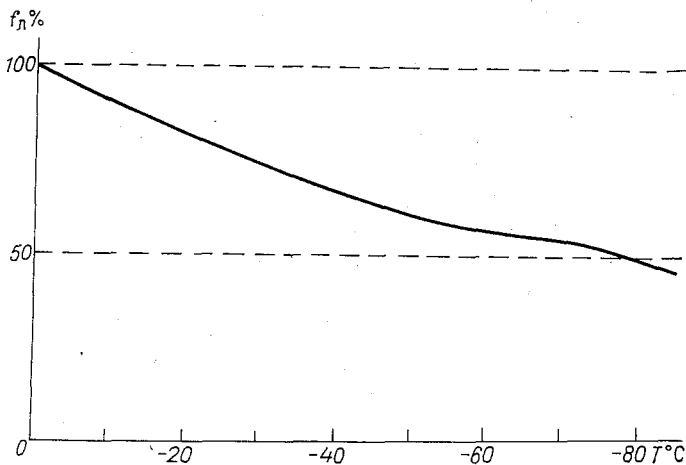


Рис. 5. Упругость насыщения водяного пара над льдом  $f_{л}$  (% от упругости насыщения над водой) в зависимости от температуры.

раметров. Тем не менее замерзание представляется весьма вероятным, в пользу чего говорят сравнительно низкие температуры, наличие ядер кристаллообразования среди коагулирующих с каплями частиц Айткена и длительное время жизни сульфатного аэрозоля.

Отметим, что, как следует из дальнейшего, различие в поведении замерзших и незамерзших капель существенно при сравнительно больших величинах относительной влажности. Поскольку на рассматриваемых высотах увеличение относительной влажности связано с понижением температуры воздуха и поскольку чем меньше температура, тем больше вероятность замерзания капель, то в наиболее важных случаях, т. е. при больших значениях относительной влажности, вероятность замерзания наибольшая.

Зависимость равновесной упругости водяных паров над замерзшей каплей раствора ( $E_3$  или  $f_3 = \frac{E_3}{E} \cdot 100\%$ ) от концентрации

кривизны поверхности качественно аналогична рассмотренной ранее зависимости для жидкой фазы (см. рис. 1). Принципиальное количественное отличие состоит в том, что при  $C \rightarrow 0$  и  $r \rightarrow \infty$  равновесная упругость  $E_3(c, r, T)$  имеет своим пределом упругость насыщения водяных паров над льдом  $E_{\text{л}}(T)$ , которая отличается от упругости насыщения над водной поверхностью  $E(T)$ . Отношение  $f_{\text{л}} = \frac{E_{\text{л}}}{E} \cdot 100\%$  в виде функции температуры  $T$  представлено на рис. 5.

Из рис. 5 видно, что в диапазоне температур сульфатного слоя  $\mu$  составляет 50—60%. Отсюда вытекает принципиальное различие в закономерностях роста замерзших и незамерзших капель. Незамерзших капель неограниченный рост будет наблюдаться при относительной влажности воздуха  $f_a > f_m \approx 100\%$ , у замерзших — при  $f_a > f_m \approx f_{\text{л}}$ . Скорость же и время роста по порядку величины будут аналогичны рассчитанным ранее, как в случае  $f_a \leq f_m$  (ограниченный рост), так и при  $f_a > f_m$  (неограниченный рост).

Следовательно, при относительной влажности воздуха  $f_a > f_{\text{л}}$  капли, замерзнув, быстро (по сравнению со временем жизни частиц сульфатного слоя) вырастут и выпадут, при  $f_a \leq f_{\text{л}}$  — быстро достигнут равновесного состояния.

Если обратиться к экспериментальным оценкам влажности воздуха на соответствующих высотах (см. [1]), то можно сделать вывод, что в умеренных широтах относительная влажность воздуха  $f_a$  значительно ниже  $f_{\text{л}}$  (порядка 1%). Таким образом, наличие в умеренных широтах слоя сульфатного аэрозоля с большим временем жизни не противоречит теории.

Что касается экваториальной области, то вследствие более низких температур (на рассматриваемых высотах) относительная влажность воздуха сравнима с  $f_{\text{л}}$ . Поскольку точность эмпирических оценок влажности, как уже говорилось, невелика, то вывод о том, что в экваториальной области  $f_a < f_{\text{л}}$ , нуждается в тщательной экспериментальной проверке. Однако в противном случае было бы трудно объяснить факт существования в низких широтах слоя сульфатного аэрозоля с характерным для него временем жизни, если гипотеза о замерзании капель верна.

Над полярными областями летом метеорологические условия (температура и влажность воздуха) на высоте слоя аналогичны условиям над умеренными широтами. Однако зимой там на рассматриваемых высотах наблюдаются самые низкие температуры (от  $-80^\circ\text{C}$  до  $-85^\circ\text{C}$ ). Поэтому не исключено, что зимой над полярными областями относительная влажность воздуха может превысить  $f_{\text{л}}$ , что приведет к быстрому выпадению замерзших сульфатных частиц.

Из имеющихся эмпирических данных (см. [1]) можно также сделать вывод о том, что в средней стратосфере относительная влажность воздуха ( $f_a$ ) имеет тенденцию увеличиваться с высотой. Это может привести, особенно при минимальных температурах в стратосфере, к тому, что  $f_a$  превысит, начиная с некоторого уров-

ня над слоем  $H_k$ , критическое значение  $f_{л}$ . В этом случае следует ожидать формирования над уровнем  $H_k$  облака из быстро растущих гигроскопических замерзших частиц, поступающих вверх и сульфатного слоя.

Как известно, на высотах порядка 22—27 км наблюдаются так называемые перламутровые облака (см. [1]). Можно предположить, что их происхождение объясняется указанными причинами. В настоящее время перламутровые облака появляются сравнительно редко. Однако по мере возрастания концентрации и средних размеров аэрозоля в сульфатном слое вследствие увеличивающегося загрязнения атмосферы серой, количество и мощность таких облаков будет возрастать, вплоть до образования стационарного слоя облаков над слоем сульфатного аэрозоля.

Образовавшийся слой облаков будет находиться в динамическом равновесии со слоем аэрозоля. Действительно, за счет турбулентного обмена и вертикальных струйных течений в слой облаков из слоя аэрозоля будут поступать замерзшие капли гигроскопических сульфатных образований. По достижению слоя облаков, где  $f_a > f_{л}$ , капли начнут быстро расти, присоединяя водяной пар и окружающей атмосферы. Увеличение радиуса и массы капель приводит к возрастанию скорости падения под действием силы тяжести, в результате чего капли покинут слой облаков и возвратятся в слой аэрозоля, испарив по дороге избыточное количество влаги.

Слой облаков за счет большого количества присоединенной к сульфатным частицам влаги будет представлять значительно препятствие для прохождения радиации. При этом общая масса присоединенной влаги будет тем больше, чем больше концентрация и средний размер частиц сульфатного слоя.

Помимо рассмотренных процессов конденсации водяного пара как уже говорилось, существенную роль в общей динамике сульфатного слоя играют коагуляция и седиментация частиц. Используя формулу Стокса — Каннингема для скорости падения частиц под действием силы тяжести (см. [1]), нетрудно оценить среднее время пребывания частиц в слое в связи с седиментацией. Это время зависит от радиуса частиц, диапазон размеров которых в слое составляет 0,1—2 мкм. Так, для частиц радиусом 0,1 мкм время пребывания порядка нескольких лет, для частиц радиусом 1—2 мкм — порядка нескольких месяцев.

Поскольку время конденсационного роста капель, как было показано выше, значительно меньше (минуты — часы), то широкий диапазон наблюдаемых размеров частиц может быть объяснен только коагуляцией, за счет чего растет гигроскопическое ядро капель ( $r_0$ ). При этом среднее время коагуляционного роста частиц (т. е. время, за которое  $r_0$  растет от начального до конечного значений, характерных для рассматриваемого слоя) должно быть сопоставимо со средним временем жизни за счет седиментации т. е. порядка года.

Таким образом, проведенное исследование позволяет сделать вывод о том, что время конденсационного роста капель значитель-

О меньше времени роста гигроскопического ядра за счет коагуляции. Следовательно, временем конденсационного роста можно пренебречь, рассматривая в каждый момент времени  $t$  частицу ядром конденсации  $r_0(t)$  как находящуюся в равновесии с влажностью воздуха. При этом радиус капли, принимая его равным равносному  $r_p$ , нетрудно найти как функцию размера ядра ( $r_0$ ), температуры и влажности воздуха ( $T_a$  и  $f_a$ ), используя приведенные выше построения и условие  $f=f_a$  (см. рис. 1—3).

Такой упрощенный учет процесса конденсации, возможность которого обоснована в настоящей работе, позволит несколько облегчить дальнейшее исследование закономерностей формирования стратосферного слоя сульфатного аэрозоля под совокупным воздействием всех происходящих в слое процессов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. 424 с.  
Справочник химика. Т. 3. Изд. 2-е. М., «Химия», 1964. 1008 с.  
Баранаев М. К. Кинетика испарения — «Успехи химии», 1938, т. 7, вып. 8, с. 1231—1259.  
Фукс Н. А. Испарение и рост капель в газообразной среде. М., Изд-во АН СССР, 1958. 91 с.

## ОЦЕНКА ВКЛАДА ВОДЯНОГО ПАРА И АЭРОЗОЛЯ В ОСЛАБЛЕНИЕ ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ

При изучении влияния атмосферного аэрозоля на климатические условия существенное значение имеет оценка ослабления солнечной радиации в атмосфере.

Как известно, уменьшение потока прямой солнечной радиации при его прохождении через атмосферу в условиях отсутствия облачности обусловлено молекулярным рассеянием  $\Delta S_m$ , потерей на поглощение водяным паром  $\Delta S_v$  и потерей на рассеяние и поглощение аэрозолем  $\Delta S_a$ .

$$\Delta S = \Delta S_m + \Delta S_v + \Delta S_a. \quad (1)$$

Величина общего ослабления прямой солнечной радиации  $\Delta S$  может быть получена как разность интенсивности прямой солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы (солнечная постоянная  $S_0$ ), и интенсивностью прямой солнечной радиации, измеренной у земной поверхности.

При вычислении ослабления солнечной радиации водяным паром по существующим формулам [9, 20] необходимо знать влагосодержание атмосферы, которое определяется по данным радиозондирования атмосферы или более простым способом по наземным измерениям абсолютной влажности воздуха [4, 6, 8, 15].

В настоящей работе для определения общего ослабления солнечной радиации в атмосфере и его составляющих  $\Delta S_v$  и  $\Delta S_a$  использовались материалы наблюдений над прямой солнечной радиацией (средние величины за период 1954—1963 гг.) на 80 актинометрических станциях Советского Союза и данные аэрологических наблюдений на тех же станциях. Для получения сравнимого материала производилось приведение интенсивности прямой солнечной радиации к одной и той же массе атмосферы ( $m=2$ ) по методу С. И. Сивкова. Значение солнечной постоянной

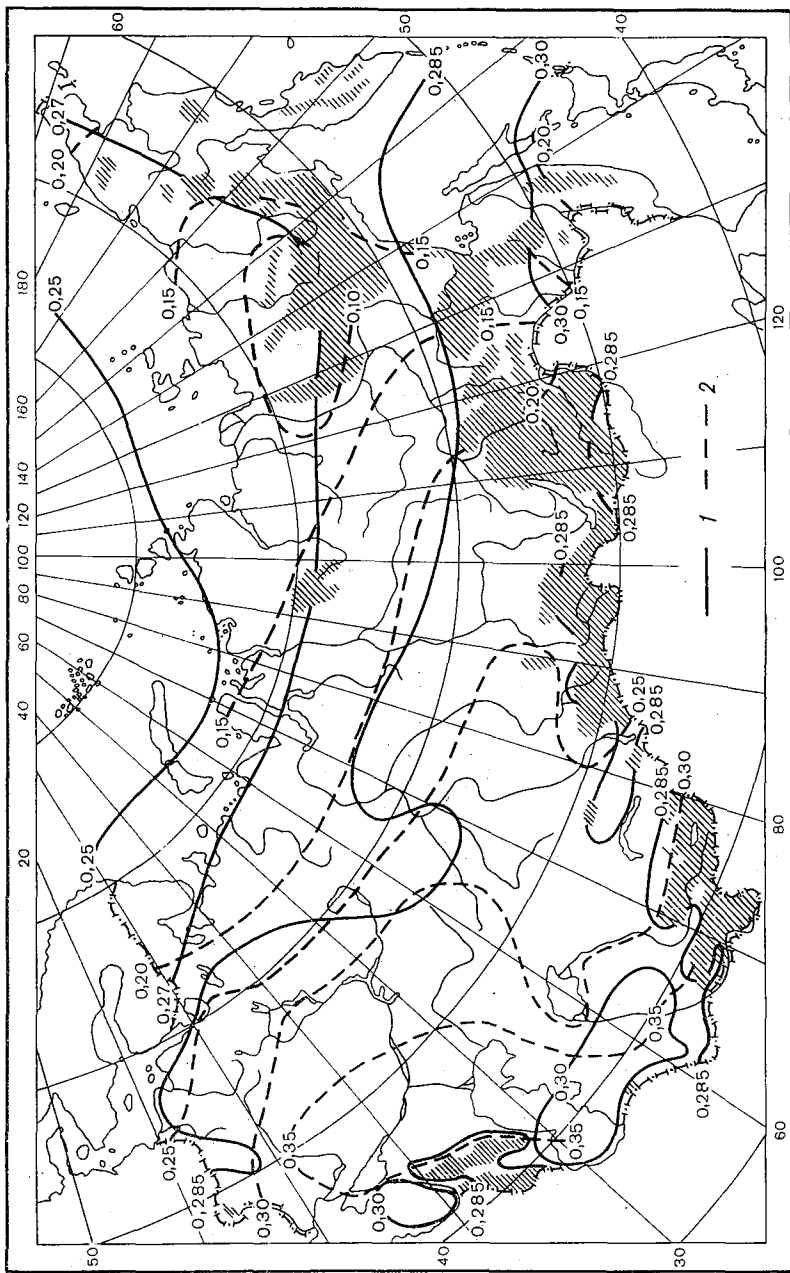


Рис. 1. Ослабление прямой солнечной радиации (кал/ (см<sup>2</sup>·мин)) в атмосфере водяным паром (1) и аэрозолям, (2) при  $m=2$ . Июль.

Таблица 1  
Ослабление прямой солнечной радиации ( $10^2$  кал/(см<sup>2</sup>·мин)) в атмосфере в условиях безоблачного неба при  $m=2$

Станция	Январь		Февраль		Март		Апрель		Май		Июнь		Июль						
	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$					
	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$	$\Delta S_a$					
Европейская территория СССР и Кавказ																			
б. Тихая . . . . .	—	—	—	—	65	17	12	68	18	14	70	20	14	70	24	10	72	25	11
Сыктывкар . . . . .	—	—	62	19	7	20	14	73	22	15	80	24	20	78	27	15	85	28	21
Войково . . . . .	68	21	75	20	19	76	21	79	23	20	83	25	22	91	28	27	92	28	28
Павловск <sup>1</sup> . . . . .	64	14	65	15	14	66	16	75	20	19	75	22	17	79	25	18	85	27	22
Москва . . . . .	77	20	77	20	21	84	21	88	24	28	96	26	34	96	28	32	97	29	32
Казань . . . . .	68	19	69	19	14	76	20	79	22	20	80	25	29	94	27	30	97	29	32
Калининград . . . . .	70	22	71	22	13	74	23	83	25	22	89	26	27	89	28	25	89	29	24
Каменная Стень . . . . .	81	20	80	20	24	84	21	87	23	28	91	26	29	97	28	33	100	29	35
Кишинев . . . . .	82	23	81	23	22	90	23	98	25	37	100	27	37	100	29	35	98	30	32
Астрахань . . . . .	74	22	75	22	17	81	23	89	25	28	93	27	30	96	29	31	102	30	36
Сухуми . . . . .	68	23	72	24	12	79	25	88	27	25	90	29	25	92	31	25	97	33	28
Баку . . . . .	79	24	84	24	24	86	25	94	27	31	98	29	33	98	30	32	104	32	36
Ереван . . . . .	82	21	80	21	23	75	22	80	24	20	80	26	18	86	27	22	91	28	27
Западная Сибирь и Средняя Азия																			
Диксон . . . . .	—	—	—	—	74	18	20	73	19	18	74	20	18	71	23	12	76	27	13
Самарово . . . . .	60	19	79	19	24	81	18	77	22	19	85	24	25	82	27	19	87	29	22
Высокая Дубрава . . . . .	75	19	80	19	25	79	20	86	23	27	91	25	30	90	28	26	94	29	29
Свердловск <sup>1</sup> . . . . .	63	13	63	15	13	65	17	68	19	13	67	21	10	70	25	9	74	26	12



Омск . . . . .	82	19	27	86	16	32	84	20	26	84	23	20	30	20	34	20	29	29	27
Семипалатинск . . . . .	67	20	11	72	19	17	76	21	19	82	24	22	86	27	23	88	28	24	86
Аральское Море . . . . .	64	21	7	72	22	14	74	24	14	80	25	19	87	27	24	87	28	23	91
Ташкент . . . . .	76	22	17	76	22	18	79	24	19	86	26	24	91	28	27	91	28	27	96
Ташкент¹ . . . . .	64	17	11	66	18	12	73	20	17	73	23	20	83	25	22	87	26	25	88
Чаржоу . . . . .	70	24	10	74	24	14	80	24	20	87	27	24	88	28	24	90	29	25	95
Ашхабад . . . . .	78	23	19	80	23	21	84	25	23	90	26	28	96	28	32	102	28	38	105

Восточная Сибирь и Дальний Восток

б. Тикси . . . . .	—	—	—	—	—	—	76	17	23	74	19	19	74	22	16	74	25	13	77
Марково . . . . .	—	—	—	—	—	—	71	19	16	76	20	20	78	22	20	79	26	17	78
Якутск . . . . .	76	15	25	73	15	22	74	16	22	78	20	22	81	23	22	81	27	18	84
Якутск¹ . . . . .	62	3	23	65	6	23	62	10	16	64	11	17	73	20	17	71	24	11	72
Киренск . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	79	21	22	84	24	24	87	28	23	89
Ключи . . . . .	64	18	10	68	18	14	73	18	19	79	21	22	83	22	25	83	25	22	88
Иркутск . . . . .	73	18	19	77	17	24	81	20	25	84	22	26	92	23	33	89	28	25	89
Чита . . . . .	77	15	26	77	14	27	78	18	22	77	20	21	82	22	24	82	27	19	89
Хабаровск . . . . .	76	15	25	77	16	25	80	18	26	87	22	29	85	25	24	86	29	21	88
Сад-Город . . . . .	—	—	—	76	19	21	82	20	26	91	24	31	94	27	31	96	30	30	94
Южно-Курильск . . . . .	—	—	—	—	—	—	76	21	19	86	23	27	87	26	25	83	28	19	88

Станция	Август		Сентябрь		Октябрь		Ноябрь		Декабрь		В среднем за год			
	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	$\Delta S$	$\Delta S_B$	кал/(см <sup>2</sup> ·мин)		% от $S_p$	
											$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$

## Европейская территория СССР и Кавказ

6. Тихая . . . . .	70	24	10	66	19	11	—	—	—	—	—	21	11	10,5	5,8	
Сыктывкар . . . . .	79	28	15	80	26	18	68	23	9	62	22	4	—	—	12	12,6
Войково . . . . .	89	28	25	82	27	19	79	24	19	67	23	8	22	10	20	12,1
Павловск . . . . .	79	26	17	73	24	13	67	21	10	63	17	10	58	14	15	10,6
Москва . . . . .	92	29	27	88	27	25	82	24	22	66	23	7	70	22	23	12,6
Казань . . . . .	91	29	26	85	27	22	78	24	18	68	22	10	68	21	22	11,1
Калининград . . . . .	89	29	24	82	28	18	82	26	19	70	25	9	71	24	18	12,6
Каменная Степь . . . . .	99	29	34	85	27	22	83	25	22	69	23	10	69	22	25	12,6
Кишинев . . . . .	99	29	34	88	28	24	89	26	27	85	25	24	80	24	26	14,6
Астрахань . . . . .	96	30	30	86	28	22	83	26	21	75	24	15	68	23	23	13,1
Сухуми . . . . .	96	32	28	86	31	19	79	28	15	73	27	10	67	25	18	14,1
Баку . . . . .	103	31	36	98	32	30	89	28	25	81	27	18	75	25	27	13,6
Ереван . . . . .	93	28	28	86	27	23	77	25	16	76	24	16	79	22	21	10,6

## Западная Сибирь и Средняя Азия

Диксон . . . . .	75	26	13	68	21	11	72	20	16	—	—	—	—	—	23	15	11,6
Самарово . . . . .	81	28	17	75	27	12	70	22	12	69	21	12	—	—	20	18	10,1
Высокая Дубрава . . . . .	91	29	26	85	27	22	77	23	18	72	21	15	69	20	23	23	11,6
Свердловск <sup>1</sup> . . . . .	64	27	11	70	23	11	61	19	6	60	17	7	59	13	20	11	10,1
Омск . . . . .	90	28	26	88	26	26	82	23	23	73	21	16	74	20	24	25	12,1

Семипалатинск . . . . .	87	29	22	80	27	17	72	24	12	67	21	10	68	20	12	24	17	12,1	8,0
Аральское Море . . . . .	87	29	22	80	27	17	75	25	14	67	23	8	69	21	12	25	17	12,6	8,6
Ташкент . . . . .	92	28	28	92	26	30	91	25	30	78	24	18	71	22	13	25	23	12,6	11,6
Ташкент <sup>1</sup> . . . . .	86	26	24	83	24	23	77	21	20	68	19	13	62	18	8	22	18	11,1	9,1
Чарджу . . . . .	90	29	25	84	28	20	80	27	17	72	25	11	68	24	8	26	19	13,1	9,6
Ашхабад . . . . .	98	28	34	102	27	39	91	26	29	82	25	21	75	25	17	26	28	13,1	14,1

Восточная Сибирь и Дальний Восток

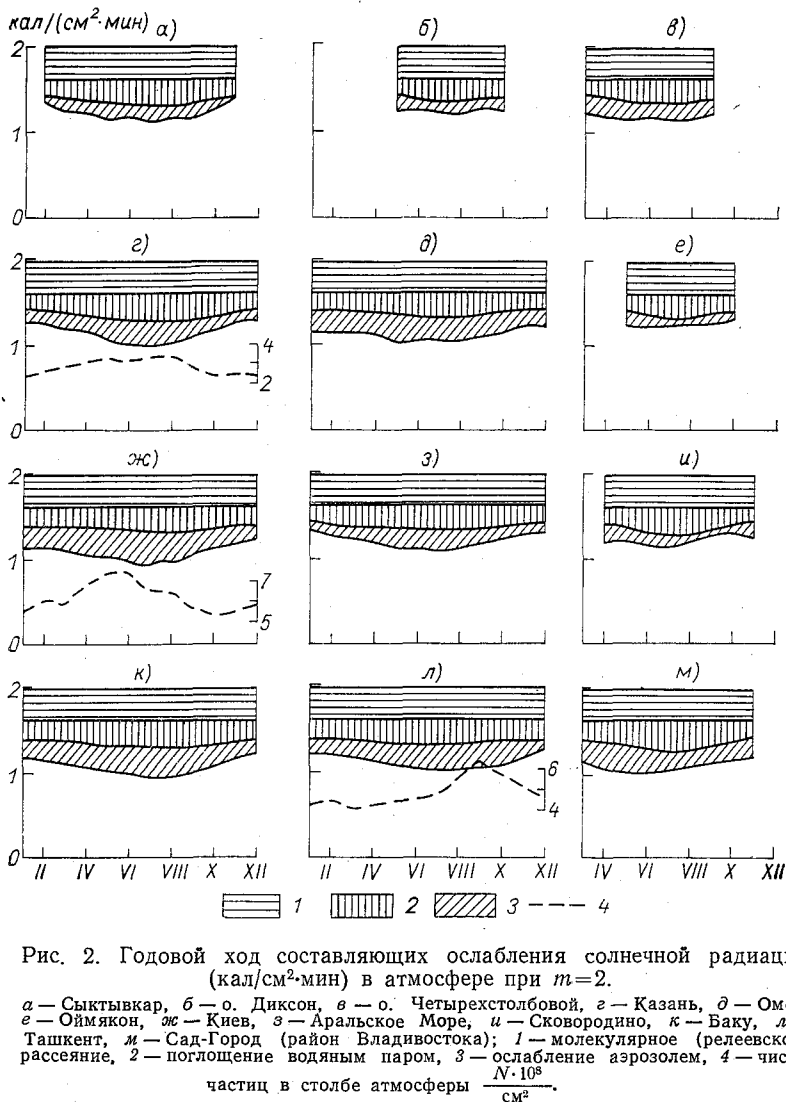
б. Тикси . . . . .	71	27	8	68	24	8	76	19	21	—	—	—	—	—	—	25	15	12,5	7,6
Марково . . . . .	75	26	13	69	23	10	66	21	9	—	—	—	—	—	—	27	10	13,6	5,1
Якутск . . . . .	78	28	14	75	25	14	68	19	13	71	18	17	—	—	—	21	19	10,6	9,6
Якутск <sup>1</sup> . . . . .	70	26	8	64	22	6	60	17	7	60	10	14	—	—	—	16	14	8,1	7,1
Киренск . . . . .	95	29	30	80	25	19	78	21	21	—	—	—	—	—	—	24	24	12,1	12,1
Ключи . . . . .	79	29	14	73	27	10	69	22	11	58	19	3	60	18	6	22	15	11,1	7,6
Иркутск . . . . .	87	29	22	79	25	18	74	23	15	72	20	16	80	19	25	22	23	11,1	11,6
Чита . . . . .	84	29	19	77	25	16	71	20	15	71	18	17	79	16	27	21	21	10,6	10,6
Хабаровск . . . . .	88	31	21	79	28	15	74	23	15	71	19	16	74	16	22	23	22	11,6	11,1
Сад-Город . . . . .	90	32	22	84	28	20	80	24	20	76	21	19	—	—	—	27	25	13,6	12,6
Южно-Курильск . . . . .	89	31	22	82	28	18	78	25	17	73	22	15	68	20	12	25	19	12,6	9,6

<sup>1</sup> По данным Н. Н. Калинина [10, 11] за 1920—1930 гг.

Примечание. Войково — в 30 км к востоку от Ленинграда. Высокая Дубрава — в 35 км к юго-востоку от Свердловска. Сад-Город — в 20 км к северо-востоку от Владивостока.

принималось равным  $1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$  согласно международной пиргелиметрической шкале (МГШ—1956).

На территории Советского Союза  $\Delta S$  изменяется от  $0,65$  до  $1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$  с ярко выраженным годовым ходом (табл. 1). Наименьшие значения ослабления радиации ( $0,65\text{--}0,75 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$ ) отмечаются зимой в северных районах ЕТС, Сибири и Дальнего Востока. В Арктическом бассейне в холодный период года, согласно [8, 9], величина  $\Delta S$  может быть выше, чем на континенте. Летом общее ослабление прямой радиации в атмосфере повсе-



местно возрастает и составляет около 45% величины солнечной постоянной, исключая полярную область, а в южных районах и вблизи крупных городов в средней полосе ЕТС может достигать 50%.

При сопоставлении наших данных на станциях Якутск, Высокая Дубрава и Ташкент с данными Н. Н. Калитина [10, 11], относящимся к периоду 1920—1930 гг. выявляется увеличение  $\Delta S$  на 0,06—0,10 кал/(см<sup>2</sup>·мин). Предварительно результаты из [10, 11] были приведены к шкале МПШ—1956 и значению солнечной постоянной  $S_0=1,98$  кал/(см<sup>2</sup>·мин). При допущении неизменности величины солнечной постоянной отмеченное увеличение  $\Delta S$  со временем следует отнести за счет составляющих ослабления радиации в реальной атмосфере, т. е. за счет  $\Delta S_B$  или  $\Delta S_A$ .

При принятом значении солнечной постоянной и интенсивности прямой радиации в идеальной атмосфере, согласно [17] равной 1,62 кал/(мин·см<sup>2</sup>) при  $m=2$ , ослабление радиации в идеальной атмосфере  $\Delta S_M$  (молекулярное рассеяние) составляет 0,36 кал/(см<sup>2</sup>×мин).

Расчет поглощения радиации в атмосфере водяным паром был произведен по формуле С. В. Зверевой (2) из [9] и для сравнимости с данными Н. Н. Калитина по формуле Мёллера (3) из [21]:

$$\Delta S_B = 0,184(m \omega)^{0,27}, \quad (2)$$

$$\Delta S_B = 0,172(m \omega)^{0,303}, \quad (3)$$

где  $\Delta S_B$  — прямая радиация, поглощенная водяным паром, кал/(см<sup>2</sup>·мин);  $m$  — масса атмосферы;  $\omega$  — содержание водяного пара в единичном воздушном столбе, см сконденсированной воды. Средние многолетние значения  $\omega$  взяты из материалов аэрологических наблюдений, положенных в основу карт влагосодержания [7]. Расчеты  $\Delta S_B$  по обеим формулам сходятся с точностью 0,01—0,02 (по формуле Мёллера  $\Delta S_B$  получается ниже).

Аэрозольное ослабление солнечной радиации  $\Delta S_A$  получено как остаточный член из уравнения (1). Значения составляющих ослабления  $\Delta S_B$  и  $\Delta S_A$  при  $m=2$  приведены на рис. 1 и 2.

Средние величины радиации, поглощенные водяным паром при массе атмосферы 2, на территории нашей страны зимой колеблются в пределах 0,15—0,26 кал/(см<sup>2</sup>·мин). В соответствии с влагосодержанием в толще атмосферы минимальное ослабление радиации наблюдается в Забайкалье и Центральной Якутии, наибольшее — на юге ЕТС, в равнинных районах Кавказа и в оазисах Средней Азии. Летом  $\Delta S_B$  увеличивается с севера на юг, максимальное ослабление отмечается на побережье Черного и Каспийского морей и в Приморском крае.

В годовом ходе (рис. 2) максимум приходится на июль, в муссонной области — на июль — август; минимум характерен для февраля — января. В весенние месяцы влагосодержание толщи атмо-

сферы и, следовательно, ослабление радиации за счет водяного пара заметно меньше, чем осенью.

Средняя месячная величина аэрозольного ослабления имеет большой диапазон колебаний на территории, особенно летом, от 0,10—0,15 кал/(см<sup>2</sup>·мин) в северных широтах до 0,30—0,35 кал/(см<sup>2</sup>·мин) на юго-западе и юге ЕТС, юге Средней Азии. В условиях крупных городов в этих районах  $\Delta S_a$  может превышать величину ослабления радиации за счет молекулярного рассеяния. Зимой диапазон колебаний  $\Delta S_a$  на территории СССР меньше — 0,10—0,25 кал/(см<sup>2</sup>·мин), причем большие значения отмечаются на станциях вблизи крупных населенных пунктов, особенно в Сибири, что следует отнести за счет скопления аэрозольных частиц искусственного происхождения в предынверсионном слое.

Годовому ходу аэрозольной мутности, косвенной характеристикой которой является  $\Delta S_a$ , свойственна асимметрия — осенью она меньше, чем весной (рис. 2). Исключения составляют крупные населенные пункты, в том числе в Средней Азии. Максимум аэрозольного ослабления для интегрального потока прямой радиации при  $m=2$  приходится на большей части территории на июнь — июль, что совпадает с выводом о годовом ходе аэрозольной экстинкции  $\epsilon$  для  $\lambda=0,55$  мкм [19]. В полярных широтах максимум  $\Delta S_a$  наблюдается в марте — апреле за счет конденсационной мутности, а в Приморском крае максимум приходится на апрель — май, т. е. до начала летних дождей, вымывающих частицы аэрозоля.

Отметим еще раз, что указанное соотношение  $\Delta S_b$  и  $\Delta S_a$  относится к случаю, когда величина прямой радиации приведена к высоте солнца 30° или к двум массам атмосферы. Соотношение  $\Delta S_b$  и  $\Delta S_a$  при других высотах солнца будет иным, поскольку ослабление прямой радиации существенно зависит от длины пути луча в атмосфере. Аэрозольный слой одной и той же толщины скажется на ослаблении прямой радиации больше зимой и на севере, чем летом и на юге.

В зависимости от сочетания годового хода ослабления радиации водяным паром и аэрозолями меняется их процентное соотношение. В холодную часть года, с сентября на крайнем севере и с ноября на остальной территории, большую роль в ослаблении радиации играет водяной пар. В январе — феврале такое соотношение сохраняется, но не повсеместно. В ЦЧО, на Украине, а также в крупных индустриальных центрах больше 50% ослабления радиации в реальной атмосфере приходится на долю аэрозольной мутности. На Дальнем Востоке (Амурская область) и в Заполярье аэрозольное ослабление преобладает и в марте, а на некоторых полярных станциях даже в апреле.

В теплую часть года на юге ЕТС и Средней Азии большая доля в ослаблении радиации (до 60% ослабления в реальной атмосфере) принадлежит аэрозольной мутности. Это же относится и к крупным городам средней полосы ЕТС. На остальной терри-

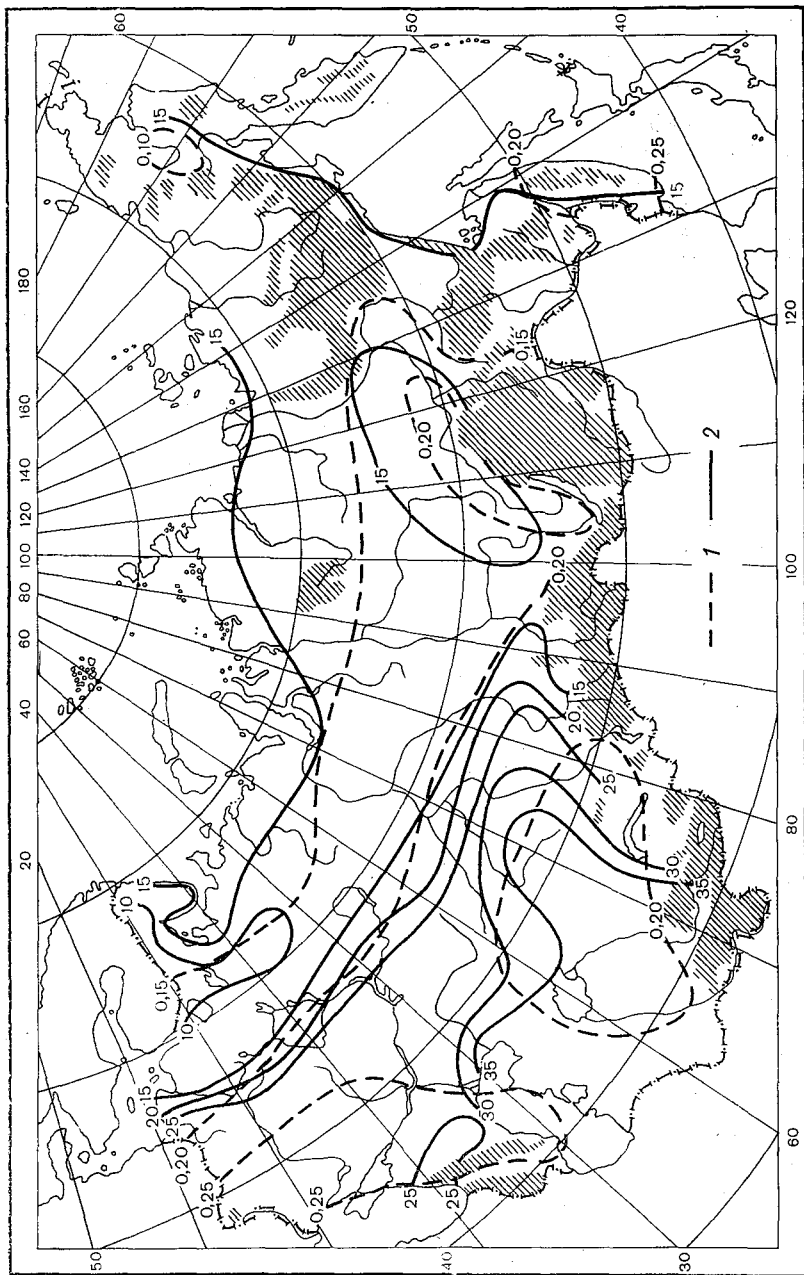


Рис. 3. Средние годовые значения ослабления прямой солнечной радиации (кал/(см<sup>2</sup>·мин)) при  $m=2$  аэрозолем (1) и общей минерализации осадков (мг/л) в атмосфере (2).

тории преобладающую роль в помутнении атмосферы играет водяной пар.

В среднем за год вклад аэрозоля в ослабление радиации (рис. 3) в реальной атмосфере на большей территории составляет 40—50%;  $\Delta S_a$  изменяется от 0,15 кал/(см<sup>2</sup>·мин) на севере до 0,25 кал/(см<sup>2</sup>·мин) на юге ЕТС и Средней Азии. Минимальное аэрозольное помутнение отмечается в северо-восточных районах Якутии. Значительная аэрозольная мутность на ЕТС, особенно в южных областях, отражает не только влияние естественного фактора (увеличение почвенной пыли), но и загрязнение атмосферы от промышленных предприятий и в результате большой населенности указанных районов.

Косвенная оценка аэрозольной мутности, выполненная по актинометрическим наблюдениям и при вычислении  $\Delta S_a$  как остаточного члена в уравнении (1), подтверждается экспериментальными данными вертикального профиля ослабления радиации в атмосфере, приведенными в работе Г. Н. Гаевской [3]. Величина аэрозольного ослабления прямой радиации в том и другом случае составляет около 10% значения солнечной постоянной.

Выявленные закономерности годового хода  $\Delta S_a$  согласуются с результатами исследования атмосферного аэрозоля Е. С. Селезневой [13] и Г. П. Гущина [5]. Так, на рис. 2 отмечается подобие в кривых годового хода величины  $\Delta S_a$  и числа частиц в столбе атмосферы, определенного по самолетным измерениям в районах Казани, Киева и Ташкента [13]. Больше того, можно отметить согласованность фона естественного загрязнения атмосферы по актинометрическому показателю — средней годовой величине ослабления солнечной радиации аэрозолем — и по общей минерализации осадков в атмосфере (рис. 3). Изолинии последней характеристики взяты с карты, приведенной в работе [14].

Следует заметить, что имеется один спорный район — Средняя Азия, где нет согласованности упомянутых показателей. Возможно, что причиной наряду с трудностями определения минерализации осадков, особенно в летний период при их незначительном количестве, является и скудная освещенность этой территории данными наблюдений. Последнее замечание относится и к актинометрическим наблюдениям. Однако меньшие значения  $\Delta S_a$  в этом районе, по нашему мнению, можно объяснить тем, что солончаковые почвы не дают такого большого количества пыли в атмосферу, как песчаные пустыни (с песком развеваемым и полужакрепленным). Возможно, здесь проявляются и особенности циркуляции атмосферы, отмеченные в [2], а именно, образование в летние месяцы термической депрессии, которая, в отличие от обычных циклонов умеренных широт, характеризуется ясной, сухой и жаркой погодой, и наличие на северо юго-западной периферии антициклона.

Следует также отметить вполне удовлетворительное согласие изменения во времени величины  $\Delta S_a$ , полученной из уравнения (1), и показателя аэрозольного ослабления  $\delta_\lambda$ , определенного по



фильтровому электрофотометру М-83. Сопоставление хода этих характеристик в течение 2 лет приведено на рис. 4 для Карадага. Значения  $\delta_\lambda$  взяты из работы Г. П. Гущина [5]; влагосодержание атмосферы, необходимое для определения  $\Delta S_a$ , вычислено по средней месячной абсолютной влажности с использованием формулы С. И. Сивкова [15].

Из сравнения трех составляющих ослабления радиации в атмосфере следует, что в среднем за год на молекулярное рассеяние приходится 39—45%, на поглощение водяным паром 27—33% и на ослабление аэрозолем 23—33% (в условиях большого горо-

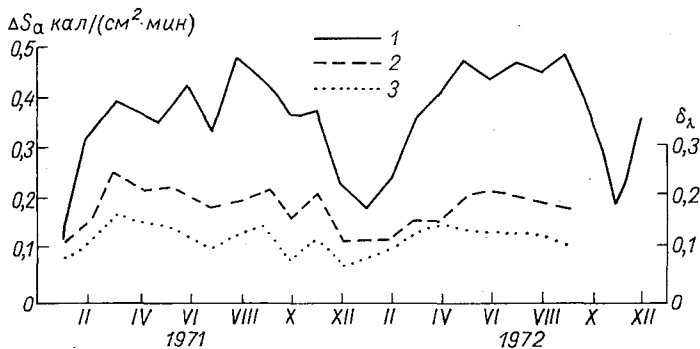


Рис. 4. Средние за месяц значения ослабления прямой солнечной радиации (кал/(см<sup>2</sup>·мин)) аэрозолем  $\Delta S_a$  при  $m=2$  и показателя аэрозольного ослабления атмосферы  $\delta_\lambda$  из [5].

Карадаг.

1 —  $\Delta S_a$ , 2 —  $\delta_\lambda$  ( $\lambda = 369$  нм), 3 —  $\delta_\lambda$  ( $\lambda = 530$  нм).

да обычно более 30%). Таким образом, вклад аэрозоля в ослабление солнечной радиации по наблюдениям в 1950—1960 гг. во многих районах соизмерим с поглощением водяным паром.

Из сопоставления величин  $\Delta S_a$  и  $\Delta S_b$  в 1920—1930 и 1950—1960 гг. (см. табл. 1) видно, что их соотношение в общем ослаблении радиации изменилось по причине увеличения вклада аэрозольной составляющей. Абсолютное значение  $\Delta S_a$  возросло к 1950—1960 гг. на 0,05—0,08 кал/(см<sup>2</sup>·мин), что составляет около 25%. Это значительно превышает погрешность, которая может возникнуть при определении  $\Delta S_a$  как остаточного члена. Подробный разбор ошибок определения составляющих в уравнении (1), сделанный С. В. Зверевой [9], свидетельствует о величине ошибки  $\Delta S_a$  порядка 5—7%.

Небольшое систематическое различие в поглощении радиации водяным паром по данным наблюдений в сравниваемые периоды следует отнести за счет некорректного определения запаса воды в атмосфере по абсолютной влажности в [10, 11], особенно в зимний период. Причем, если ввести поправку, исключаящую эту неточность, то разность  $\Delta S_a$  еще более увеличится.

Ослабление прямой солнечной радиации (% к общему ослаблению) в атмосфере за счет водяного пара и аэрозоля при  $m=2$  в отдельные годы

Год	Февраль						Март						Апрель						Август			
	Чита		Сад-Город		Якутск		Воськово		Диксон		Архангельск		Высокая Дубрава		Олесса		Ашхабад					
	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$	$\Delta S_B$	$\Delta S_a$				
1957	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28	33				
1958	21	34	24	28	—	23	34	21	33	—	—	27	26	—	—	29	34					
1959	24	27	26	25	22	34	27	28	34	26	27	26	34	27	40	25	42					
1960	22	32	21	35	20	32	23	35	—	29	22	25	34	28	38	27	39					
1961	20	35	—	—	19	31	28	25	33	25	30	27	28	27	39	29	34					
1962	23	26	23	29	—	—	22	34	—	30	19	24	35	26	43	25	37					
1963	22	29	23	29	26	35	22	31	22	30	27	25	33	25	43	27	39					
1964	17	41	20	37	18	38	22	39	19	38	23	24	34	25	42	25	43					
1965	16	45	19	37	16	46	19	45	20	38	20	22	40	26	41	26	40					
1966	—	—	20	36	17	43	21	42	19	40	24	23	40	26	41	27	36					
1967	19	36	18	40	19	35	27	26	23	31	28	25	37	26	43	—	—					
Среднее за 1957—1967	20	34	22	33	19	37	23	34	21	35	26	25	34	26	41	27	38					

Дополнительно к этому следует заметить, что в многолетнем ходе абсолютной влажности (которую можно считать показателем влагосодержания атмосферы), как было отмечено в [12], не проявляется тенденции к вековому ходу. Изменение абсолютной влажности  $e$  за последние 30 лет (различие между наибольшими и наименьшими значениями) находится в пределах 2—6 мб. Это соответствует изменению влагосодержания от 0,3 до 1,0 см слоя осажденной воды, если принять в первом приближении линейную зависимость между  $e$  и  $\omega$ . Увеличение или уменьшение влагосодержания на 1 см слоя осажденной воды приведет к изменению поглощения прямой радиации на 0,025 кал/(см<sup>2</sup>·мин), что значительно меньше приведенных выше цифр, характеризующих ослабление радиации в атмосфере за счет аэрозоля.

В этой связи представляет интерес рассмотреть соотношение компонент ослабления радиации в атмосфере за конкретные годы (табл. 2). В течение десятилетия 1958—1967 гг. для ряда актинометрических пунктов, по которым имелись данные радиозондирования атмосферы, были отобраны месяцы с наибольшей повторяемостью измерений прямой солнечной радиации (не менее 250—300 случаев).

Влагосодержание атмосферы вычислялось по формуле О. А. Дроздова [6]:

$$\omega = (0,075q_{1000} + 0,15q_{850} + 0,175q_{700} + 0,20q_{500}) \cdot 10... \quad (4)$$

где  $\omega$  — влагосодержание, кг/м<sup>2</sup> или мм слоя осажденной воды;  $q$  — удельная влажность на соответствующем уровне, г/кг. Удельная влажность определялась по материалам аэрологических наблюдений [20].

Из табл. 2 следует, что в рассматриваемые месяцы выбранного десятилетия преобладающая роль в ослаблении солнечной радиации принадлежит аэрозольной составляющей — около 35% общего ослабления. Поглощение водяным паром не испытывает заметных колебаний от года к году, что объясняется отсутствием существенных изменений во влагосодержании толщи атмосферы. Отклонения  $\omega$  в отдельные годы от средней за 10 лет лежат в пределах  $\pm(1 \div 3)$  мм (слоя осажденной воды) и только в Ашхабаде достигают 5 мм. В то же время аэрозольная компонента ослабления имеет большую междугодовую изменчивость. Особенно резкое возрастание ее во всех пунктах относится к 1964—1965 гг. — на 6—10% величины  $\Delta S$ . Последнее следует отнести за счет загрязнения атмосферы в связи с извержением вулкана Агунг (1963 г.).

Близкие величины ослабления солнечной радиации за счет аэрозоля приведены в [1, 18], несмотря на использование других формул для определения влагосодержания и способов оценки компонент ослабления.

В заключение отметим, что использование материала массовых наблюдений актинометрических и аэрологических станций на тер-

ритории СССР дало возможность получить дополнительную информацию (хотя и косвенную) о сравнительно мало изученной составляющей атмосферы — аэрозоле — и выявить районы с большим помутнением атмосферы не только за счет естественных, но и искусственных источников загрязнения атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асланикашвили Н. А. Вековой ход солнечной радиации в Закавказье. — Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Тбилиси ТГУ, 1972. 22 с.
2. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент изд. АН УзССР, 1957 (АН УзССР). 478 с.
3. Гаевская Г. Н. Аэрозольное поглощение коротковолновой радиации. — В кн.: Проблемы физики атмосферы. Вып. 10. Изд. ЛГУ, 1970, с. 86—92.
4. Гойса Н. И., Железнякова Т. В., Шошин В. М. О влиянии влажности воздуха и содержания аэрозолей на прозрачность атмосферы. — «Тр. УкрНИГМИ», 1961, вып. 77, с. 94—101.
5. Гущин Г. П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР. — «Тр. ГГО» 1974, вып. 344, с. 83—101.
6. Дроздов О. А. О расчетных формулах влажностного содержания атмосферы. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 198, с. 27—29.
7. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагодобор в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963. 315 с.
8. Зверева С. В. Прозрачность атмосферы в Арктике. — «Тр. ААНИИ» 1961, вып. 229, с. 90—116.
9. Зверева С. В. Об ослаблении солнечной радиации в полярных районах. — «Тр. ААНИИ», 1969, вып. 287, с. 171—187.
10. Калитин Н. Н. Об ослаблении солнечной радиации водяными парами и аэрозолями. — «Метеорология и гидрология», 1947, № 1, с. 11—16.
11. Калитин Н. Н. Прозрачность земной атмосферы в зависимости от содержания водяных паров и аэрозолей. — «Природа», 1947, № 1, с. 56—59.
12. Пивоварова З. И. Многолетнее изменение интенсивности прямой солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций. — «Тр. ГГО» 1968, вып. 233, с. 17—37.
13. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Л., Гидрометеиздат, 1966. 174 с.
14. Селезнева Е. С., Дроздова В. М. О естественном фоне загрязнения атмосферы и составе осадков на территории СССР. — В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 292—299.
15. Сивков С. И. К вопросу определения запаса воды в атмосфере. — «Тр. ГГО», 1949, вып. 14, с. 26—34.
16. Сивков С. И. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 169, с. 66—75.
17. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1967. 232 с.
18. Таварткиладзе К. А. Увеличение запыленности атмосферы над территорией СССР. — «Метеорология и гидрология», 1970, ч. 5, с. 42—52.
19. Angström A. The parameters of atmospheric turbidity, — "Tellus", 1964, vol. 16, N 1. p. 64—75.
20. Monthly climatic data for the world. Vol. 10—20, Asheville, 1957—1967.
21. Mugge R., Möller F. Zur Berechnung von Strahlungsströmen und Temperaturänderungen in Atmosphären von beliebigen Aufbau. — „Z. f. Geophys.“, 1932, Bd 8. 1—2, S. 53—64.

## О ВЕКОВОМ ХОДЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕЛИКИХ РАВНИН США

В настоящее время имеются достаточно длинные ряды наблюдений за важнейшими метеорологическими элементами. Это позволило при исследовании колебаний и изменений климата выполнить детальный анализ векового хода таких величин, как температура воздуха и осадки [1, 2, 4, 11] и др.

Вместе с тем изучение векового хода облачности, который является одним из важнейших показателей климатических изменений, до сих пор уделялось недостаточное внимание. В этом плане было выполнено весьма ограниченное число исследований, и они относились в основном к анализу данных отдельных географических пунктов, расположенных в умеренных широтах [3, 10, 12].

Для дальнейшего развития работ в данном направлении интересно установить особенности векового хода облачности для иных климатических условий. К наиболее полным по охвату территории продолжительности наблюдений можно отнести материалы по центральной части Северной Америки.

В настоящей работе были рассмотрены материалы одной из обширных областей недостаточного увлажнения Северной Америки — территории Великих равнин. Она является важнейшим сельскохозяйственным районом США. Как указывают Хейстед и Файт [5], в 1949 г. штаты, входящие в эту территорию, давали более половины всего сбора пшеницы в США. Только Канзас и Северная Дакота дают обычно от одной трети до одной четверти всего сбора пшеницы. Известно также, что это край, где колебание количества осадков год от года значительное, что непосредственно сказывается на урожае.

Изучение временных характеристик облачности или тесно связанного с ней метеорологического режима — продолжительности солнечного сияния для районов неустойчивого увлажнения — представляет значительный интерес. Как известно, количество облаков определяется визуально, что допускает в их оценке некоторую

неточность, поэтому для анализа его векового хода мы предпочли использовать данные о продолжительности солнечного сияния.

Регистрация продолжительности солнечного сияния в США производится с конца прошлого века на сравнительно густой сети станций. Существует ряд работ, посвященных климатологическому обобщению данных этой сети [7, 9 и др.]. Однако в них не содержатся сведения об особенностях векового хода продолжительности солнечного сияния.

Таблица

**Статистические характеристики  $s/s_0$  для территории  
Великих равнин США**

Ме- сяц	$\frac{s}{s_0}$	$\sigma$	$\omega$	Градации $s/s_0$ , %										
				36—40	41—45	46—50	51—55	56—60	61—65	66—70	71—75	76—80	81—85	85—
I	56	7	13	2	5	12	28	26	20	5	2			
IV	61	6	10			4	15	28	27	18	8			
VII	73	6	8					5	5	13	42	29	5	1
X	67	9	14		1	4	5	13	18	20	17	17	4	1
Год	64	3	5					12	56	32				

Поскольку область Великих равнин занимает территорию, охватывающую значительную широтную зону (35—45° с. ш.), то на величины продолжительности солнечного сияния  $s$ , измеряемые в различных частях этой области, может существенно сказаться влияние астрономического фактора — широты места. Для того чтобы значения  $s$ , измеряемые на различных широтах, можно было сравнивать между собой и осреднять их по площади, необходимо исключить влияние этого фактора. Поэтому в работе рассматривались значения не абсолютной, а относительной продолжительности солнечного сияния  $s/s_0$ , где  $s_0$  — величина астрономически возможной для данной широты продолжительности солнечного сияния.

В анализе использовались материалы наблюдений восьми пунктов, расположенных в семи штатах Великих равнин, — Бисмарк (Северная Дакота), Денвер (Колорадо), Омаха (Небраска), Додж-Сити (Канзас), Канзас-Сити и Сент-Луис (Миссури), Оклахома-Сити (Оклахома), Литл-Рок (Арканзас).

Основной период наблюдений составил около 80 лет (1891—1973 гг.). Источником данных послужили метеорологические ежемесячники и ежегодники США. Были рассмотрены осредненные по всем пунктам наблюдений величины  $s/s_0$  для четырех месяцев, характеризующих основные сезоны, и за год. Рассчитаны средние многолетние значения  $s/s_0$ , среднее квадратическое отклонение от

коэффициент вариации  $\omega$  и повторяемость месячных значений  $s/s_0$  с интервалом градаций в 5% (табл. 1).

Из табл. 1 следует, что рассматриваемый район характеризуется высокими величинами  $s/s_0$ . В подавляющем числе случаев действительная продолжительность солнечного сияния превышает половину астрономически возможной. В июле более чем в  $3/4$  случаев значения  $s/s_0$  превышают 70%. Годовые значения изменяются от 56 до 70%. Изменчивость относительной продолжительности солнечного сияния невелика.

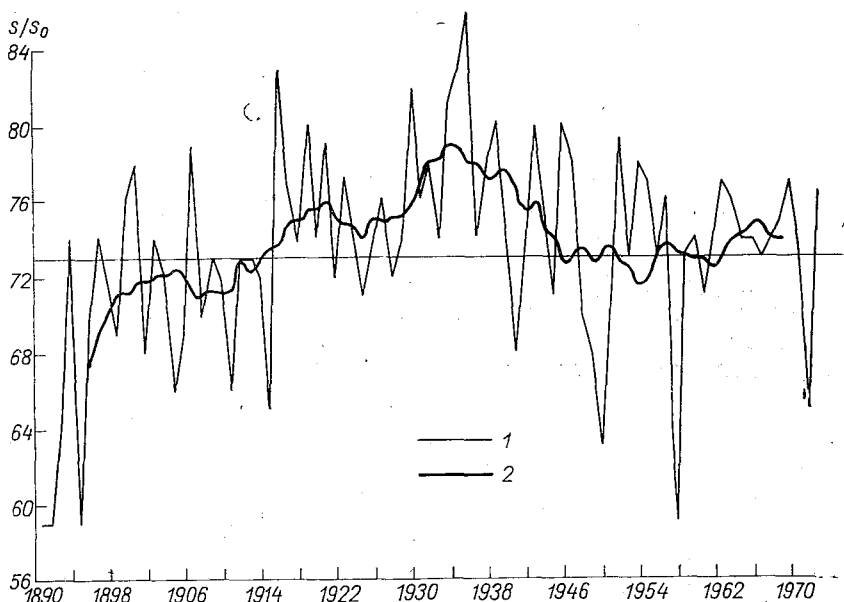


Рис. 1. Вековой ход  $s/s_0$ . Великие равнины США. Июль.  
1 — ежегодные данные, 2 — скользящие десятилетние средние.

Для приведенных месяцев коэффициент вариации колеблется около 10%, для года он составляет половину этого значения. Распределение по градациям месячных значений  $s/s_0$  и для года близко к нормальному.

Для построения графиков векового хода относительной продолжительности солнечного сияния были использованы материалы ежегодных данных за июль и год (рис. 1 и 2). Горизонтальные линии на этих рисунках соответствуют средним многолетним величинам  $\bar{s}_0/s$ , значения которых приведены в табл. 1. С целью погашения короткопериодных колебаний  $s/s_0$  были рассчитаны десятилетние скользящие средние, которые также нанесены на рисунки. Результаты анализа рис. 1 и 2, а также материалов о вековом ходе  $s/s_0$ , полученных за другие месяцы, позволили сделать вывод

о том, что в течение рассматриваемого отрезка времени (80 лет) неоднократно отмечались периоды с повышенными и пониженными значениями относительной продолжительности солнечного сияния на территории Великих равнин. Наиболее сильное повышение

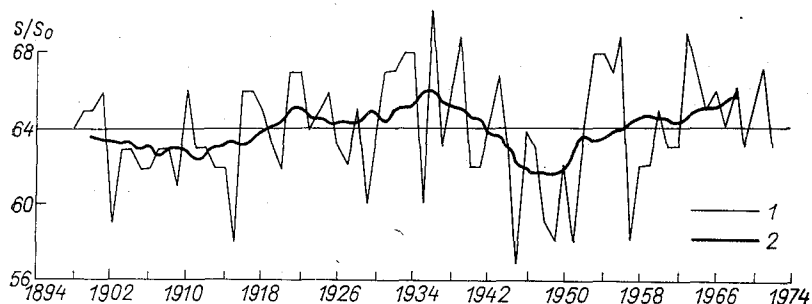


Рис. 2. Вековой ход  $s/s_0$ . Великие равнины США. Год. Уел. обозначения см. рис. 1.

Этой величины по сравнению со средним значением наблюдалось в 30-е годы текущего столетия.

Для выяснения вопроса о том, насколько величины относительной продолжительности солнечного сияния, осредненные за отдельные

Таблица 2

Отклонение (%) от средней многолетней величины значений относительной продолжительности солнечного сияния, осредненных за отдельные десятилетия,  $\frac{s_{10}}{s_0}$

Период наблюдений	I	IV	VII	X	Год
1891—1900	-2	-2	-7	4	
1901—1910	0	2	-2	3	-2
1911—1920	0	-3	1	-6	-2
1921—1930	4	5	3	0	0
1931—1940	2	5	7	6	3
1941—1950	-4	-7	0	-2	-3
1951—1960	-5	0	0	3	0
1961—1970	7	3	3	0	2

ные десятилетия  $\left(\frac{s_{10}}{s_0}\right)$ , отличаются от многолетней средней  $(\overline{s/s_0})$ , был выполнен соответствующий расчет, результаты которого приводятся в табл. 2. В таблице положительные значения относятся к тем десятилетиям, в которых преобладало более ясное небо, отрицательные величины указывают на то, что в данное



десятилетие было более пасмурно. Из таблицы следует, что если конце XIX в. и в 40-е годы XX в. относительная продолжительность солнечного сияния была на 2—3% ниже нормы, то в 20-е особенно в 30-е годы наблюдалась обратная картина, превышение  $\frac{s_{10}}{s_0}$  в 30-е годы в среднем достигало 5%.

В последнее десятилетие (1961—1970 гг.) отмечалось также положительное отклонение от нормы.

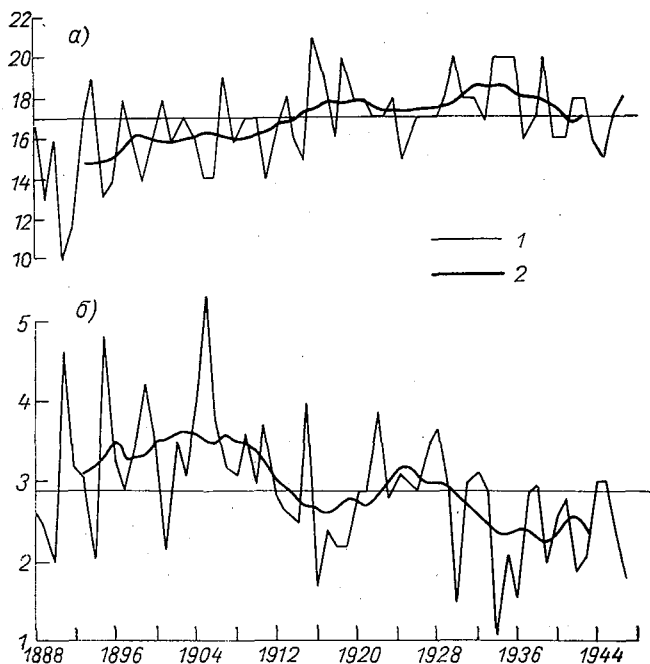


Рис. 3. Многолетний ход числа ясных дней (а) и количество осадков в дюймах (б). Великие равнины США. Июль.

Усл. обозн. см. рис. 1.

Полученные выводы подтверждаются данными о многолетнем ходе числа ясных дней (рис. 3 а) и количества осадков в дюймах (рис. 3 б) за июль. Здесь также отчетливо проявляется возрастание числа ясных дней в 30-е годы и соответственное понижение количества осадков. Используемые для построения рис. 3 материалы являются результатом осреднения наблюдений, полученных по всей обширной метеорологической сети станций рассматриваемых семи штатов [8].

Необходимо отметить, что результаты исследований ряда авторов, выполнивших анализ многолетнего хода продолжительности солнечного сияния и облачности для других районов земного

шара, согласуются с основными выводами, полученными в настоящей работе.

Так, Поуэлл [12] по данным ряда станций, расположенных на юго-западе Канады, показал, что продолжительность солнечного сияния за периоды 1901—1920 и 1941—1960 гг. во все сезоны была меньше по сравнению с 1921—1940 гг.

Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозова [4], ссылаясь на исследования Вагнера (1940) и Штейнхаузера (1957), отмечают, что на Европейском континенте продолжительность солнечного сияния в период между 1915 и 1940 гг. возросла.

В работе [10] на основании данных немецких и австрийских станций (Средняя Европа) рассмотрено изменение продолжительности солнечного сияния и некоторых других характеристик облачности за период с 20-х по 50-е годы XX в. Автором исследования было установлено, что заметное возрастание продолжительности солнечного сияния имело место с 1936—1940 гг. Затем началось уменьшение годовой суммы часов солнечного сияния, причем это происходило за счет летних месяцев, в то время как весенние и осенние месяцы стали более солнечными.

На увеличение продолжительности солнечного сияния в 30-е годы на экваториальной станции Джакарта указывается в работах [13, 14]. Приведенные в [14] месячные, а в [13] годовая кривые многолетнего хода величин продолжительности солнечного сияния охватывают период с 90-х годов XIX в. по середину 30-х годов XX в. Эти кривые отчетливо показывают глубокий минимум  $s$  в 1908 г. и четко выраженный максимум в 1930—1932 гг.

Заслуживает внимания и то обстоятельство, что основные черты векового хода продолжительности солнечного сияния в степной зоне США согласуются с вековым ходом облачности в аналогичной зоне СССР [6].

Приведенные в работе материалы свидетельствуют о наличии единого механизма изменений атмосферной циркуляции и влагооборота на громадных пространствах северного полушария.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоздат, 1971. 472 с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1971. 157 с.
3. Пивоварова З. И. Колебания солнечной радиации по наземным измерениям. — «Тр. ГГО», 1967, вып. 193, с. 3—23.
4. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеоздат, 1966. 268 с.
5. Хейстед Л., Файт Дж. Сельскохозяйственные районы США. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 314 с.
6. Циценко Г. В. Многолетние колебания количества облаков в засушливых районах СССР. — См. наст. сб., с. 36—40.
7. Climatic Atlas of the United States. Washington, 1968, p. 66—68.
8. Climatological Data for the United States, by sections. Washington, 1941, vol. 34, N 7, 42 p.

9. Gläser A. Bewölkungsverhältnisse und Sonnenscheindauer von Nordamerika. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. 35 Jg., N 1. Hamburg, 1912. 65 S.
10. Götschmann H. Änderung der Sonnenscheindauer in den letzten 40 Jahren.—„Z. f. Met.“, 1960, Bd 14, S. 195—206.
11. Mitchell J. M. On the world-wide pattern of secular temperature change.—„Arid Zone Research.“, 1963, XX, p. 161—180.
12. Powell J. M. Changes in amounts of sunshine in British Columbia, 1901—1960.—„Quart. J. Roy. Met. Soc.“, 1965, vol. 91, N 387, p. 95—98.
13. Rodewald M. Studien über klimatische Schwankungen.—„Annalen der Met.“ 1953/1954, 6 Jg., H 11/12, S. 365—379.
14. Schmidt-Ten Hoopen K. J., Schmidt F. H. On climatic variations in Indonesia. Verh. N 41. Kemeterian perhuburgan Djawatan meteorologi dan Geofisik. Djakarta, 1951. 43 S.

## МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ КОЛИЧЕСТВА ОБЛАКОВ В ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНАХ СССР

Облачность оказывает существенное влияние на радиационный и термический режим земной поверхности, особенно в зонах недостаточного увлажнения. На территории СССР в этих зонах расположены крупные сельскохозяйственные районы.

Географическое распределение облачности в настоящее время изучено более подробно, чем колебания. Хотя многолетние колебания облачности являются одной из важных характеристик изменения климата, до сих пор вековой ход облачности исследован недостаточно. В небольшом числе работ этого направления, которые имеются в настоящее время, вопрос о колебании облачности рассматривается только для ограниченных районов.

В данной работе на основе обобщения материалов наблюдений на сети метеорологических станций сделана попытка выявить количественные закономерности векового хода облачности на территории лесостепных и степных областей Европейской территории СССР. С этой целью были проанализированы данные об облачности для двух месяцев — января и июля, характеризующих зимний и летний сезоны, за период с 1901 по 1972 г.

Для получения необходимых материалов обрабатывались средние месячные данные (за январь и июль) о количестве облаков в дневные сроки наблюдений по 8 станциям, сведения о которых приведены в табл. 1.

По этим материалам были получены ежегодные значения среднего месячного количества облаков, значения, осредненные по 8 станциям, их многолетние значения и скользящие 10-летние средние. Многолетние колебания облачности оценивались также по методу интегрально-разностных кривых [3], которые были построены по ежегодным значениям количества облаков.

На рис. 1 приведен многолетний ход ежегодных средних за январь значений общего количества облаков и количества облаков нижнего яруса, а также 10-летних скользящих средних за январь в лесостепной и степной зонах ЕТС.

На этом рисунке легко заметить выраженную тенденцию уменьшения облачности. Сглаженное по 10-летним средним общее количество облаков за последние 70 лет понизилось примерно на 0,8 балла. Наиболее значительное снижение количества облаков происходило в период с 1917 по 1939 г.

Данные, приведенные в табл. 2, показывают, что средние положительные и отрицательные отклонения количества облаков от многолетнего среднего значения за январь примерно одинаковы,

Таблица 1

Продолжительность периода наблюдений ( $m$ ), среднее месячное количество облаков общее ( $n_o$ ) и нижнего яруса ( $n_n$ ) для отдельных пунктов, осредненные данные и их среднее квадратическое отклонение  $\sigma$  (баллы)

Станция	Число лет ( $m$ )				Среднее количество облаков			
	январь		июль		январь		июль	
	$n_o$	$n_n$	$n_o$	$n_n$	$n_o$	$n_n$	$n_o$	$n_n$
Оренбург . . . . .	66	42	58	45	7,0	4,5	5,5	2,9
Воронеж . . . . .	66	41	54	45	8,1	6,4	6,0	3,0
Курск . . . . .	64	36	55	37	8,1	6,7	5,5	3,7
Саратов . . . . .	48	37	38	37	7,4	5,2	5,4	3,7
Куйбышев . . . . .	48	37	48	40	7,3	4,8	4,0	2,3
Ростов-на-Дону . . . . .	48	37	51	39	8,2	6,8	4,8	3,1
Харьков . . . . .	58	33	48	34	7,8	6,6	4,8	3,1
Одесса . . . . .	66	38	56	46	8,0	6,4	4,2	2,0
Осредненные значения					7,8	6,0	5,1	3,1
$\sigma$ . . . . .					0,8	1,2	0,5	0,6

Сопоставление материалов, помещенных в табл. 2 и 3, показывает, что наибольшие положительные и отрицательные отклонения оказались в 2—3 раза больше, чем соответствующие средние отклонения.

Наименьшее количество облаков наблюдалось в 30-е и 60-е годы, а наибольшие — в первое десятилетие нашего века. Эти данные согласуются со знаками аномалий осадков, наблюдавшимися в течение ряда лет указанных периодов [1].

Закономерности колебания общего количества облаков, прослеживающиеся по данным рис. 1 а и таблиц, сохраняются и в вековом ходе облаков нижнего яруса, который представлен на рис. 1 б.

Анализ интегрально-разностных кривых показывает, что алгебраическая сумма отклонений количества облаков от средней величины для января и июля выходит за пределы  $\pm 2 \sigma$ . Это показывает, что в лесостепной и степной зонах ЕТС колебания облачности зимой имеют повышенную изменчивость.

Данные о многолетнем ходе количества облаков в июле приведены на рис. 2. Согласно этим данным можно сделать вывод, что многолетние колебания облачности в летний сезон также хорошо выражены. Общее количество облаков выше среднего много-

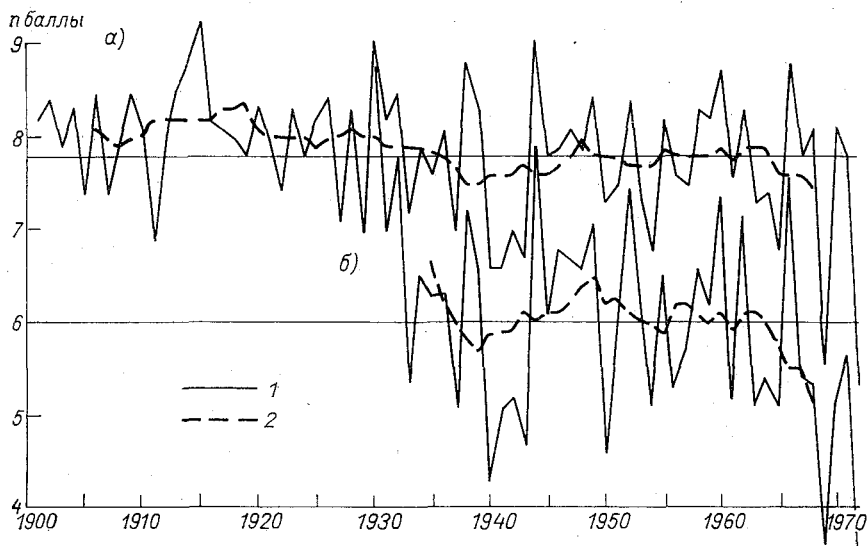


Рис. 1. Вековой ход общего количества облаков (а) и количества облаков нижнего яруса (б) в лесостепных и степных районах ЕТС. Январь.  
1 — ежегодные данные, 2 — скользящие десятилетние средние.

Таблица 2

Скользящие 10-летние средние отклонения (баллы) количества облаков от многолетнего среднего

Период	I		Период	VII	
	+	-		+	-
Общее количество облаков					
1911—1935	0,3		1909—1919	0,2	
1937—1946		0,2	1924—1939		0,2
1952—1954		0,1	1944—1948	0,3	
1962—1964	0,1		1951—1954	0,1	
1965—1968		0,2	1959—1966	0,1	
Количество облаков нижнего яруса					
1935—1937	0,4		1932—1933	0,1	
1938—1942		0,2	1935—1942		0,2
1943—1952	0,2		1944—1954	0,2	
1965—1968		0,5	1966—1968		0,1

летнего значения было в периоды с 1901 по 1918 г. и с 1943 по 1949 г., а ниже среднего значения — с 1923 по 1940—1942 гг. В 50-е и 60-е годы величины облачности были близки к их среднему значению.

Таблица 3

Наибольшие положительные и отрицательные скользящие 10-летние средние отклонения (баллы) количества облаков от многолетнего среднего значения

Годы	I		Годы	VII	
	+	-		+	-
Общее количество облаков					
1919	0,6		1915, 1946	0,4	
1938, 1939			1935		0,5
1969		0,3			
Количество облаков нижнего яруса					
1949	0,5		1946, 1947	0,3	
1939		0,4	1938		0,4

За рассматриваемый период лет наиболее значительные изменения облачности происходили с 1930 по 1935 г., когда общее количество облаков уменьшалось на 0,4 балла.

Значения средних отклонений общего количества облаков за лето практически такие же, как и за зиму. Наибольшие положи-

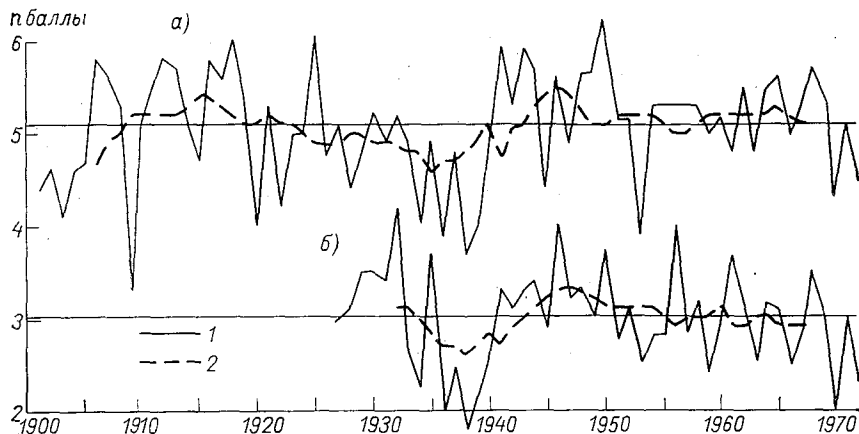


Рис. 2. Вековой ход общего количества облаков (а) и количества облаков нижнего яруса (б) в лесостепных и степных районах ЕТС. Июль.

Усл. обозн. см. рис. 1.

тельные отклонения в июле ниже, а отрицательные выше таких отклонений в январе.

Вековой ход количества облаков нижнего яруса для июля представленный на рис. 2 б, повторяет колебания общего количества облаков.

Данные о вековом ходе облачности летом были сопоставлены с колебаниями осадков [1]. В результате сопоставления выяснилось, что в период с положительными отклонениями облачности (1907—1918 гг.) в ряде лет наблюдались осадки больше нормы на 20% и более (1907, 1908, 1912—1916 гг.), а в период с отрицательными отклонениями облачности (1919—1935 гг.) — осадки были меньше нормы на 20% и более (1926, 1928, 1931, 1935 гг.).

Из-за отсутствия достаточного для сопоставления материала по температуре воздуха на рассматриваемой территории не оказалось возможным сравнить особенности ее векового хода с вековым ходом облачности. Такое сравнение было выполнено для одного пункта — Оренбурга, по которому в работе [4] имеются данные о многолетнем ходе 10-летних скользящих средних температуры воздуха за январь и июль. Оказалось, что многолетние колебания температуры воздуха и облачности имеют одинаковый знак в январе и противоположный в июле.

Т. Г. Берлянд изучался вопрос о вековом ходе облачности по данным относительной продолжительности солнечного сияния для засушливых лесостепной и степной зон Великих равнин, расположенных на территории США [12]. Оказалось, что в двух обширных областях недостаточного увлажнения, расположенных на территории Советского Союза и США, кривые векового хода облачности имеют общие закономерности. Это можно, по-видимому, объяснить тем, что вековой ход облачности отражает общее для различных географических районов влияние глобальных метеорологических процессов, связанных с изменением климата на земном шаре.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Л., Гидрометеиздат, 1968, с. 183.
2. Берлянд Т. Г. О вековом ходе продолжительности солнечного сияния на территории Великих равнин США. — См. настоящий сб., с. 29—35.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 160 с.
4. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966. 268 с.



Г. В. МЕНЖУЛИН

## ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА УРОЖАЙНОСТЬ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Изменения климатического режима, вызванные как естественными факторами, так и деятельностью человека, способны оказать заметное воздействие на различные и не метеорологические процессы, происходящие на земной поверхности. Из множества такого рода процессов наиболее чувствительными к климатическим факторам являются биологические явления.

Если иметь в виду, что многие из биологических процессов, происходящих на Земле, используются человеком в хозяйственной деятельности, то можно оценить и размеры того экономического эффекта, который повлечет за собой биологический отклик на изменения климата.

Наибольшее значение из подобных последствий изменений климата имеет вопрос об их влиянии на сельскохозяйственное производство и главным образом на растениеводство.

В настоящей статье для ответа на этот вопрос используется физико-математическая модель продуктивности растительного покрова, разработанная в Главной геофизической обсерватории. Последовательные этапы развития этой модели изложены в ряде опубликованных работ [1—5].

Здесь мы не будем выписывать всех соотношений, составляющих эту математическую модель, ограничимся лишь качественным описанием ее свойств и предпосылок физического и физиологического характера, использованных при ее построении.

Будем считать показателем продуктивности растительного покрова скорость прироста фитомассы  $P$ , равную сумме потоков углекислого газа на верхней и нижней границах растительности. Расчет этого показателя производится при помощи модели углекислотного режима растительного покрова, уравнения которой конструируются с использованием основных положений физиологии фотосинтеза и дыхания растений [3, 4].

В модели углекислотного режима из основных внешних факторов, определяющих жизнедеятельность растительности, учтены

фотосинтетически активная радиация и концентрация углекислого газа. Известно, что влияние окружения на растения не ограничено отмеченными двумя факторами. К числу таковых принадлежат тепловая и водная обеспеченность растений.

Влияние водной обеспеченности на фотосинтез и продуктивность растительности проявляется через устьичную и листовую регуляцию испарения растений. По причине того, что пути диффузии водяного пара и углекислого газа у растений совпадают, механизм ограничения испарения, эффективно срабатывающий при водном дефиците, должен по необходимости ограничивать и газообмен растительности.

С целью учета этого эффекта привлекается к рассмотрению количественная модель водно-теплого режима растительного покрова. Эта модель дает возможность по заданным фитометрическим и внешним метеорологическим параметрам рассчитать характеристики водно-теплого режима растительности, а именно: профили температуры и влажности, потоков тепла и водяного пара, интегральных величин теплообмена и транспирации.

В настоящей работе используется решение так называемой обратной задачи теории водно-теплого режима, когда величина суммарного испарения  $E$  рассматривается как заданный внешний фактор. Подобный подход дает возможность получить в неявном виде зависимость между диффузионной проводимостью устьиц для водяного пара  $D_q$  и интегральной действительной поверхностью растительности  $S$  в предположении постоянства этих параметров по высоте, а также зависимость температуры фитомассы  $T_w$  от них. Далее, с использованием этой зависимости по модели газообмена можно рассчитать показатель  $P$ , который в этом случае будет функцией и от величины суммарного испарения. Эта функция, как показывают расчеты, в области значимых величин  $S$  имеет ярко выраженный максимум  $P_{\max}$ , который обязан своему появлению специфической зависимости  $D_q = D_q(S)$ , получаемой из модели водно-теплого режима растительности. Те значения  $S$  и  $D_q$ , на которые приходится этот максимум, соответствуют растительному покрову максимально использующему климатические ресурсы и развивающему при заданных внешних параметрах максимальный фотосинтетический потенциал.

Естественно предположить, что в процессе длительной эволюции, направленной на приспособление к внешним природным условиям, у растений формируется физиологический аппарат, обеспечивающий максимально возможную в конкретных климатических условиях продуктивность. Другими словами, растительность развивает такую листовую поверхность при заданной величине влагообеспеченности и прочих внешних параметров, при которой ее продуктивность будет максимальной. В таком случае  $P_{\max}$  и соответствующее ему  $S$  можно считать объективными показателями максимальных фитопродуктивных ресурсов климата [3].

Здесь необходимо оговориться, что сформулированный таким образом принцип максимальной продуктивности, строго говоря

применим лишь для полностью сформировавшейся растительности, т. е. для растительного покрова, миновавшего фазу начального роста, во время которой происходит быстрое нарастание деятельной поверхности, вызванное главным образом физиологическими факторами. Более того, принцип максимальной продуктивности требует от растений полной безынерциональности физиологического аппарата, иначе говоря, растения, подчиняясь этому принципу, должны максимально быстро «следить за погодой» и изменять свои фитометрические параметры  $D_q$  и  $S$ . В действительности этого не происходит, так как погодные изменения «физиологически релаксируются» и растительные организмы обладают известным войством некоторое время сохранять свою жизнеспособность, несмотря на неблагоприятные погодные ситуации.

Вместе с тем использование этого принципа вполне оправдано, если иметь в виду расчеты осредненных по значительной площади показателей продуктивности. Такое осреднение обеспечивает устойчивость как климатических характеристик, так и рассчитанных показателей  $P_{\max}$ .

В настоящей работе показатель  $P_{\max}$  использован для оценки изменений урожайности, вызванных возможными климатическими изменениями на территории степной и лесостепной зон СССР, где основным лимитирующим продуктивность растений фактором является, как известно, водный дефицит. Думается, что влияние водного дефицита в этих районах должно значительней всего сказываться в период максимальной вегетации, когда формируется необходимый для образования репродуктивных органов фотосинтетический аппарат. На начальном же этапе роста растений следует ожидать, что влагообеспеченность их будет более высокой по сравнению с периодом максимальной вегетации. Это связано с естественной убылью водного запаса в почве, вызванного таянием выпавшего в холодное время года снега.

Для целей оценки возможных изменений урожайности в настоящей работе были выбраны 40 пунктов на территории степной и лесостепной зон СССР. Для этих пунктов рассчитывались показатели  $P_{\max}$  исходя из значений климатических параметров в период максимальной вегетации посевов (конец мая, начало июня):

- баланса коротковолновой радиации на верхней границе растительного покрова;
- потока фотосинтетически активной радиации;
- температуры и влажности воздуха над растительностью;
- концентрации углекислого газа в воздухе.

Значения суммарного испарения в этот период, необходимые для расчетов по изложенным моделям, связывались с суммами осадков, выпавших в этих пунктах за холодное время года. Для этой цели были обработаны результаты расчетов зависимостей компонент теплового баланса и, в частности, месячных величин суммарного испарения с 1947 по 1964 г. от сумм осадков за холодное полугодие. В этих расчетах, проведенных К. Я. Винниковым,

использовались данные по 16 станциям, расположенным на исследуемой территории.

На рис. 1 приведен корреляционный график, полученный в результате обработки указанных выше данных, и проведена аппроксимирующая линейная зависимость суммарного испарения:

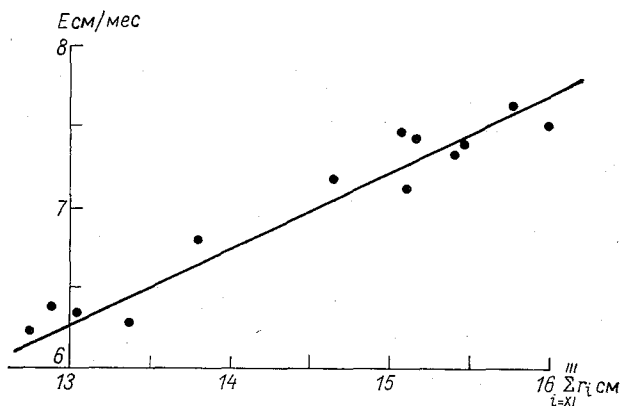


Рис. 1. Корреляционная зависимость между величиной суммарного испарения и суммой осадков за холодное полугодие (зерновые районы СССР).

$E$  см/мес в период максимальной вегетации от суммы осадков по месяцам холодного полугодия  $\sum_{i=XI}^{III} r_i$  см:

$$E = 0,49 \sum_{i=XI}^{III} r_i - 0,13.$$

Для выделенных на исследуемой территории 40 пунктов были просчитаны величины  $P_{\max}$ , соответствующие четырем вариантам

Таблица

**Варианты сочетания климатических факторов**

Климатические параметры	Варианты		
	1	2	3
Концентрация $CO_2$ (% изменения по сравнению с современным значением) . . . . .	+20	+20	+20
Суммарная радиация (% изменения по сравнению с современным значением) . . . . .	-1	0	+0,5
Температура ( $^{\circ}C$ ) (изменение по сравнению с современным значением) . . . . .	-0,4	+0,6	+1,1
Осадки за холодное полугодие (% изменения по сравнению с современным значением) . . . . .	+17	-25	-45

омплекса внешних факторов, влияющих на продуктивность растительности. Три из них приведены в табл. 1, где номерами 1, 2, 3 обозначены возможные изменения климатического режима на территории степной и лесостепной зон СССР, вызванные антропогенными факторами; четвертый, просчитанный вариант ( $P_{\max}^0$ ) — нынешняя климатическая ситуация.

Сочетание климатических параметров в первом случае соответствует увеличению концентрации аэрозоля в атмосфере на 15% по сравнению с нынешним ее значением; варианты 2 и 3 соответствуют случаям неизменности концентрации аэрозоля и уменьшения ее на 15%. По предложению М. И. Будыко, такие значения

Таблица 2

Изменения показателей урожайности для трех вариантов сочетания климатических параметров

Пункт	$P_{\max}^0$ мг/(м <sup>3</sup> ·с)	$P_{\max}/P_{\max}^0 \cdot 100\%$		
		1	2	3
Черновцы . . . . .	0,682	124	100	91
Киев . . . . .	0,749	122	101	92
Львов . . . . .	0,743	122	100	91
Одесса . . . . .	0,469	130	93	76
Харьков . . . . .	0,297	142	86	70
Днепропетровск . . . . .	0,394	134	85	67
Закарпатье . . . . .	0,377	128	76	59
Сумы . . . . .	0,438	131	90	72
Львов . . . . .	0,408	133	86	68
Киев . . . . .	0,413	133	87	69

климатических характеристик в степной и лесостепной зонах СССР возможны в 1990—2000 гг., что, по его мнению, является следствием влияния атмосферного аэрозоля антропогенного происхождения.

Для оценки возможного влияния изменений климата на урожай этой работе мы ограничились зерновым хозяйством степной и лесостепной зон по той причине, что эта отрасль наиболее развита исследуемом районе СССР и является крупнейшей компонентой общего урожая зерновых культур в стране.

Как известно, зерновое производство является базой сельского хозяйства в целом и поэтому именно с него следует начать изучение влияния климатических изменений на сельское хозяйство.

В табл. 2 приведены результаты расчетов изменений урожайности зерновых, вычисленных как отношение показателей  $P_{\max}$

для вариантов 1, 2 и 3 возможных климатических режимов к показателю  $P^{\circ}_{\max}$ , который характеризует современные климатические условия для выбранных пунктов, расположенных в разных по влагообеспеченности районах исследуемой зоны.

Следует отметить, что приведенные в этой таблице показатели характеризуют потенциальные ресурсы естественных климатов и в них, конечно, не нашли отражения такие способы изменения урожайности, как удобрение и мелиорация земель и тем более изменение уровня агротехники.

Характерно, что одинаковые для всей зоны изменения величин климатических параметров по-разному сказываются на урожайности зерновых в разных районах зоны. Так, в более влагообеспеченных районах (Черновцы, Киев, Ставрополь) относительные изменения урожайности меньше, чем в засушливых (Волгоград, Грозный, целинные земли). Это вызвано специфической зависимостью продуктивности растений от водного снабжения, как одного из лимитирующих факторов.

Как показывают результаты расчетов, характерной особенностью влияния возможных изменений климатических параметров, приведенных в табл. 1, на урожайность является то, что практически лишь два наиболее сильно изменяющихся параметра определяют рост или уменьшение относительных показателей урожайности — это концентрация углекислого газа и осадки. Однако характер влияния изменений этих факторов на урожай в данном случае разный. Если рост концентрации углекислоты на 20% приводит к значительному увеличению урожайности во всех районах то увеличение осадков заметнее всего сказывается в засушливых районах.

Анализируя изменения продуктивности, которые произойдут в случае 2 (табл. 2), можно отметить компенсацию увеличения урожайности, вызванную ростом концентрации  $\text{CO}_2$ , влиянием уменьшения осадков для пунктов, расположенных во влагообеспеченных районах исследуемой зоны. Подобной компенсации не наблюдается в засушливых районах, где даже такой важный фактор увеличения продуктивности, как рост концентрации углекислого газа, не может компенсировать падения урожайности, вызванного уменьшением осадков.

Вычисленные для 40 пунктов исследуемой территории относительные показатели урожайности можно использовать для расчета суммарных показателей, характеризующих изменения урожая зерновых в целом по зоне. Такой расчет дает результаты приведенные в табл. 3.

Таблица 3

Варианты . . . . .	1	2	3
Относительное изменение суммарного урожая, % . . . . .	+27	-5	-17

Как и следовало ожидать, первый вариант возможного климатического режима наиболее благоприятен для сельского хозяйства: параллельное увеличение концентрации углекислоты и осадков приводит к значительному росту урожайности. Второй вариант характеризуется взаимно компенсирующим действием на урожайность увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  и уменьшения осадков. И, наконец, в третьем случае очень сильное уменьшение осадков, несмотря на увеличение концентрации углекислоты, приводит к значительному уменьшению потенциальной урожайности в исследуемой зоне.

Используя данные, приведенные в табл. 3, можно оценить те издержки или прибыль, к которым приведут вызванные возможными колебаниями климата изменения урожайности зерновых культур в степной и лесостепной зонах СССР. Оценки этих величин для зернового хозяйства зоны дают цифры порядка нескольких миллиардов рублей в год для крайних случаев 1 и 3.

Следует заметить, что эти издержки или прибыль, очевидно, далеко не исчерпывают экономических последствий вычисленных изменений урожайности, так как систематическое увеличение или уменьшение урожаев зерновых культур неизбежно скажется и на иных отраслях сельского хозяйства. Отметим также, что колебания климатических условий должны привести к изменению урожайности и других сельскохозяйственных культур, что может явиться причиной еще более значительных экономических эффектов.

Следует сделать предварительный вывод о том, что для предотвращения ухудшения условий сельскохозяйственного производства значительное снижение концентрации аэрозоля в атмосфере является (как показывают расчеты) нежелательным. Так как сохранение современного уровня загрязнения нижних слоев атмосферы (а тем более повышение этого уровня) противоречит требованиям гигиены, необходимо изучить возможность сохранения определенной концентрации аэрозоля в стратосфере, где он не наносит прямого ущерба биологическим процессам. Однако этот вопрос выходит за рамки настоящей публикации и мы его обсуждать не будем.

Приведенное здесь исследование далеко не исчерпывает все агроклиматические последствия естественных и антропогенных изменений климата. Изложенные выше результаты являются предварительными, хотя и достаточными для того, чтобы убедиться в необходимости развития агроклиматического направления в исследованиях изменения климата.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асатуров М. Л. Влияние водного и теплового режима на продуктивность растительного покрова. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 263, с. 107—114.
2. Асатуров М. Л. О приложениях теории водно-теплового режима растительного покрова. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 318, с. 34—42.

3. Асатуров М. Л., Ефимова Н. А., Менжулин Г. В. К вопросу о количественной оценке агроклиматических ресурсов. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 8, с. 80—86.
4. Асатуров М. Л., Менжулин Г. В. К методике экспериментальных агрометеорологических исследований. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 318, с. 43—50.
5. Менжулин Г. В. Моделирование метеорологического режима растительного покрова. — «Тр. ГГО». 1974. вып. 318, с. 5—34.



## О ВЛИЯНИИ ОСРЕДНЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ТОЧНОСТЬ РАСЧЕТА МЕСЯЧНЫХ СУММ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

В течение последних десятилетий широко применяются методы расчета сумм длинноволнового излучения по метеорологическим элементам, наблюдающимся на массовой сети метеорологических станций.

Существует большое количество таких расчетных методов. Некоторые из них основаны на связях, полученных в экспериментальных исследованиях. К их числу относятся известные формулы Онгстрема, Брента и другие. Ряд методов разработан в результате теоретических расчетов потоков длинноволновой радиации на разных уровнях в зависимости от температуры, влажности, облачности. Такие расчеты были выполнены Эльзассером, Мёллером, Лондоном и другими исследователями. И те и другие методы широко используются в работах советских и иностранных авторов для расчетов средних многолетних значений эффективного излучения за периоды порядка месяцев по осредненным значениям метеорологических элементов.

Результаты таких расчетов во многих работах сопоставлялись с данными прямых измерений эффективного излучения или радиационного баланса, причем сравнения свидетельствовали об удовлетворительном согласовании значений указанных величин с высокими коэффициентами корреляции между ними. Это доказывало, что при расчетах средних многолетних величин эффективного излучения по осредненным данным не возникает сколько-нибудь существенной систематической ошибки. Между тем в работе [2] было высказано мнение, что такие ошибки могут возникнуть при наличии корреляции между параметрами, входящими в расчетные формулы, в частности, в формулу Н. А. Ефимовой [3].

В связи с этим следует указать, что упомянутая формула мало чем отличается от других формул такого рода. Она представляет собой несколько измененную по экспериментальным данным зависимость, полученную теоретическим путем М. Е. Берляндом и

Т. Г. Берлянд [1], которая в свою очередь является модификацией формулы К. Я. Кондратьева [4]. В формуле Ефимовой в соответствии с экспериментальными данными была несколько уточнена форма зависимости эффективного излучения от влажности при малых значениях упругости водяного пара, в остальном она аналогична упомянутым выше и подобна многим другим формулам для определения эффективного излучения, которые являются нелинейными.

Из данных о корреляции между метеорологическими элементами, приведенных в [2], не вытекает никаких выводов о величине погрешностей используемых формул. При определении норм радиационного баланса нами выполнялась проверка точности расчетов месячных сумм эффективного излучения для различных периодов осреднения входящих в расчетную формулу метеорологических элементов, в результате которой не было обнаружено заметных погрешностей.

В данной работе для выяснения вопроса о правомерности ввода в формулу средних месячных значений метеорологических элементов были выполнены различные варианты расчетов месячных сумм эффективного излучения для трех пунктов — Мурманска, Ташкента и Сухуми (которые в числе других рассматривались в [2] и др.) — для января, апреля, июля и октября, характеризующих основные сезоны года за 5 лет (1958—1962), погодные условия которых были весьма различны.

Расчеты производились по формулам<sup>1</sup>:

$$E = \sigma T^4(0,254 - 0,0050e)(1 - cn) \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин});$$

$$E = 0,95 \sigma T^4(11,7 - 0,23e)(1 - cn) \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес}),$$

где  $\sigma = 0,814 \cdot 10^{-10}$ ;  $c$  — коэффициент, зависящий от широты места (для Мурманска  $c = 0,80$ , Ташкента  $0,68$  и Сухуми  $0,69$ );  $T$  — температура воздуха ( $^{\circ}\text{K}$ );  $e$  — упругость водяного пара (мб);  $n$  — общая облачность (в долях единицы).

Выполнены следующие варианты расчетов средних месячных сумм эффективного излучения:

- 1) для каждого из четырех сроков наблюдений за каждый день месяца ( $E_1$ );
- 2) по осредненным за каждый срок данного месяца значениям метеорологических элементов ( $E_2$ );
- 3) по средним месячным значениям элементов за каждый год ( $E_3$ );
- 4) по средним за 5 лет месячным значениям метеорологических элементов ( $E_4$ ).

Результаты этих расчетов представлены в табл. 1. За достоверные были приняты значения месячных сумм эффективного излучения  $E_1$ , рассчитанные за каждый срок наблюдений каждого дня месяца, просуммированные за месяц и затем осредненные для пяти

<sup>1</sup> Без учета  $\Delta E$  — поправки к эффективному излучению за счет разности температур излучающей поверхности и воздуха.

Таблица 1

Средние месячные суммы эффективного излучения (ккал/(см<sup>2</sup>·мес)),  
рассчитанные при разных вариантах осреднения исходных  
метеорологических элементов

Год	Мурманск				Ташкент				Сухуми			
	E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>	E <sub>3</sub>	E <sub>4</sub>	E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>	E <sub>3</sub>	E <sub>4</sub>	E <sub>1</sub>	E <sub>2</sub>	E <sub>3</sub>	E <sub>4</sub>
Январь												
1958	2,21	2,22	2,23		2,52	2,50	2,51		2,29	2,31	2,31	
1959	1,48	1,50	1,51		2,65	2,64	2,65		2,33	2,33	2,32	
1960	2,10	2,11	2,16		2,66	2,66	2,67		2,11	2,09	2,13	
1961	1,33	1,35	1,35		2,50	2,50	2,48		2,69	2,68	2,67	
1962	1,66	1,69	1,70		2,60	2,62	2,61		2,78	2,79	2,78	
Среднее	1,76	1,77	1,79	1,78	2,59	2,58	2,58	2,59	2,44	2,44	2,44	2,44
E-E <sub>1</sub>		0,01	0,03	0,02		-0,01	-0,01	0		0	0	0
%		0,6	1,7	1,1		0,4	0,4	0		0	0	0
Апрель												
1958	2,29	2,28	2,25		1,97	1,97	1,97		2,14	2,15	2,17	
1959	2,45	2,48	2,48		3,34	3,30	3,29		2,40	2,36	2,36	
1960	2,34	2,36	2,35		2,70	2,69	2,68		2,16	2,16	2,14	
1961	1,78	1,79	1,80		2,94	2,88	2,89		2,31	2,29	2,30	
1962	1,62	1,60	1,61		2,77	2,75	2,76		2,48	2,46	2,48	
Среднее	2,10	2,10	2,10	2,11	2,74	2,72	2,72	2,71	2,30	2,28	2,29	2,30
E-E <sub>1</sub>		0	0	0,01		-0,02	-0,02	-0,03		-0,02	-0,01	0
%		0	0	0,5		0,7	0,7	1,1		0,9	0,4	0
Июль												
1958	1,71	1,69	1,68		4,74	4,75	4,77		2,75	2,27	2,25	
1959	2,16	2,13	2,15		4,39	4,35	4,34		2,56	2,56	2,54	
1960	2,60	2,60	2,59		5,05	5,03	5,04		2,62	2,63	2,64	
1961	2,00	1,97	2,00		5,14	5,11	5,09		2,64	2,63	2,65	
1962	1,58	1,56	1,57		5,01	5,01	5,01		2,16	2,11	2,14	
Среднее	2,01	1,99	2,00	2,01	4,87	4,85	4,85	4,85	2,45	2,44	2,45	2,44
E-E <sub>1</sub>		-0,02	0,01	0		-0,02	-0,02	-0,02		-0,01	0	-0,01
%		1,0	0,5	0		0,4	0,4	0,4		0,4	0	0,4
Октябрь												
1958	1,33	1,24	1,38		3,86	3,83	3,86		3,22	3,22	3,22	
1959	1,47	1,51	1,53		3,34	3,31	3,40		2,68	2,67	2,66	
1960	2,08	2,08	2,07		3,91	3,88	3,88		3,20	3,18	3,18	
1961	1,47	1,48	1,45		3,74	3,74	3,74		2,96	2,90	2,94	
1962	1,70	1,71	1,72		3,55	3,51	3,52		2,95	2,94	2,95	
Среднее	1,61	1,62	1,63	1,63	3,68	3,65	3,68	3,76	3,00	2,98	2,99	3,00
E-E <sub>1</sub>		0,01	0,02	0,02		-0,03	0	-0,01		-0,02	-0,01	0
%		0,6	1,2	1,2		0,8	0	0,3		0,7	0,3	0

рассматриваемых лет. Как видно из таблицы, различия между месячными значениями эффективного излучения, определенными таким образом и рассчитанными по осредненным за месяц исходным данным, пренебрежимо малы. Так, в 86% рассмотренных случаев различия не превосходят 1% и в 14% случаев они составляют 1,1—1,7%, т. е. менее 2% месячных сумм эффективного излучения.

Таким образом, погрешности за счет введения в расчетную формулу средних месячных значений метеорологических элементов являются на порядок меньше погрешностей любого метода определения месячных сумм эффективного излучения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд М. и Берлянд Т. Определение эффективного излучения с учетом влияния облачности. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1952, № 1, с. 64—78.
2. Войтова К. В., Колесникова В. Н., Монин А. С. О корреляциях облачности с температурой и влажностью. — «Метеорология и гидрология» 1970, № 5, с. 53—58.
3. Ефимова Н. А. О методике расчета месячных величин эффективного излучения. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 10, с. 28—33.
4. Кондратьев К. Я. Некоторые вопросы лучистого теплообмена. — «Ученые зап. ЛГУ. Сер. физич.», 1949, вып. 7.

М. Д. ДВОРКИНА

## О СРАВНИМОСТИ ДАННЫХ, ПОЛУЧАЕМЫХ С ПОМОЩЬЮ АКТИНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

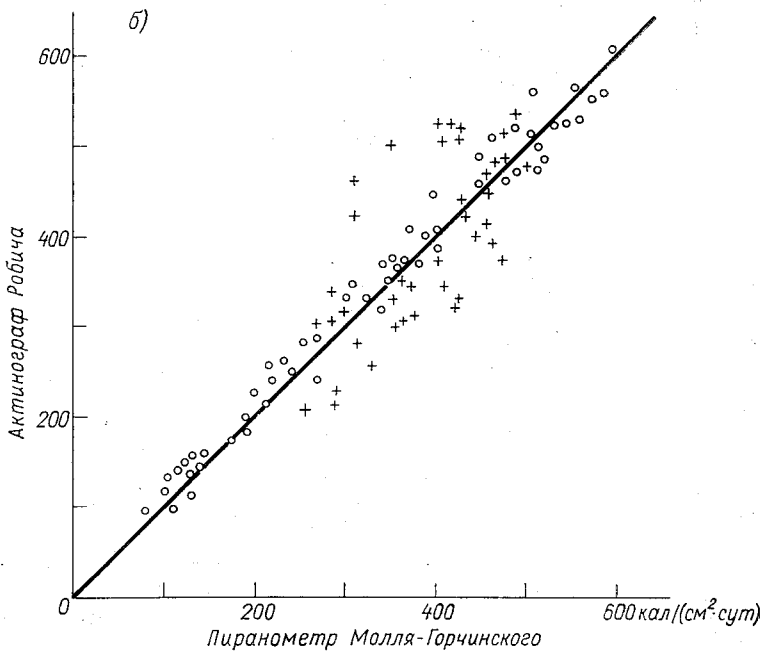
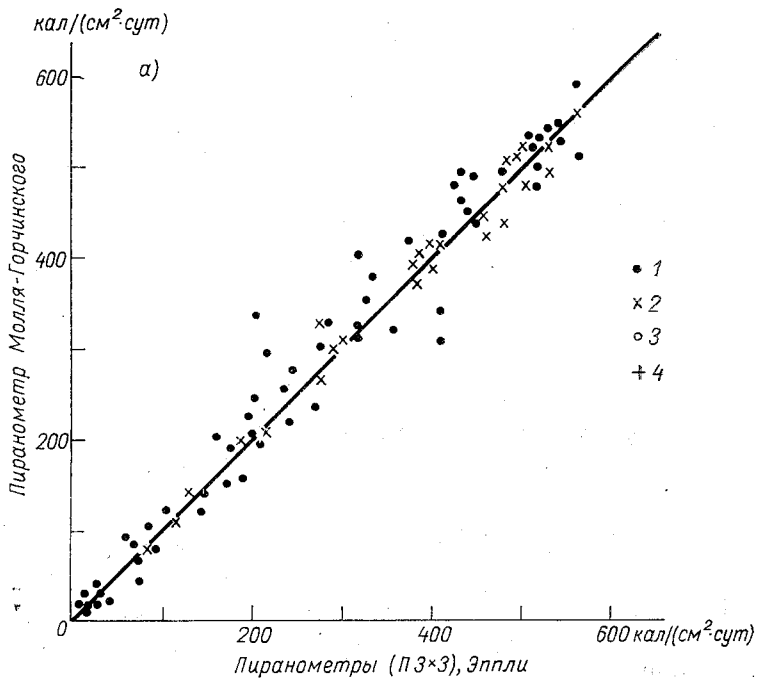
При использовании информации, поступающей со станций мировой актинометрической сети, необходимо оценить ее сравнимость, поскольку получение исходных величин базируется на применении датчиков, а также интегрирующих и регистрирующих устройств, типы и конструкции которых отличаются довольно большим разнообразием.

Как следует из опубликованных материалов наблюдений мировой актинометрической сети [6], для измерения суммарной солнечной радиации наибольшее распространение получили четыре типа приборов: термоэлектрические пиранометры конструкции Янишевского (ПЗ×3), Эппли, Молля—Горчинского и биметаллический актинограф Робича. Для измерения величин радиационного баланса подстилающей поверхности применяется в основном пять типов термоэлектрических балансомеров: конструкции Янишевского (М-10), Функа, Шульце, Гира и Данкля, Суоми—Франсила.

Все сетевые приборы градуируются с помощью эталонов, хранящихся в национальных метеорологических службах. Начиная с 1959 г. через каждые 5 лет производятся международные и региональные сравнения эталонных пиргелиометров и решается вопрос о сохранении или изменении их постоянной.

Результаты сравнений нескольких типов рабочих пиранометров, организованных согласно решению Комиссии по приборам и методам наблюдений ВМО, подтверждают наиболее тесную связь между показаниями приборов с термоэлектрическими датчиками [4].

Существенную погрешность в показания прибора вносят селективные свойства черно-белых покрытий приемных поверхностей приборов. При этом, как установлено рядом авторов [2, 3], происходит завышение показаний приборов при безоблачном небе на 1,5—3,3% измеряемой величины, а при сплошной облачности — на 5—6%.



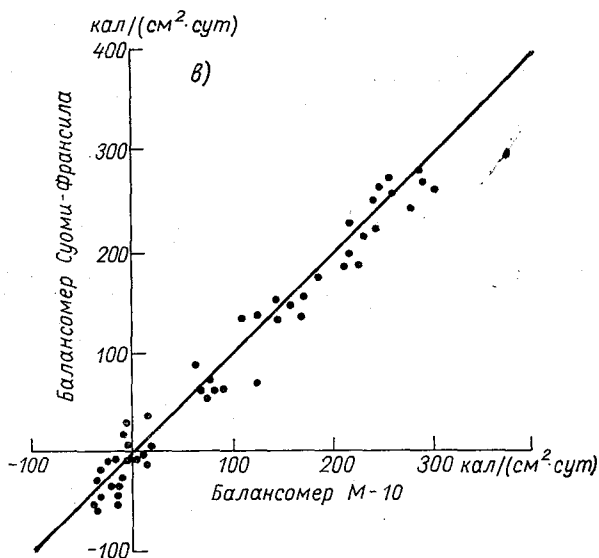


Рис. 1. Связь между средними месячными значениями актинометрических величин, измеренных приборами различных типов.

а, б — суммарная радиация; в — радиационный баланс; 1 — Ленинград и Хельсинки; 2 — Торонто и Торонто, Скарборо; 3 — Генуя и Генуя, Университет; 4 — Аккра.

На точность суммарных характеристик солнечной радиации, получаемых с помощью самопишущих приборов (гальваногрфов нескольких типов, милливольтметров, потенциометров, фоторегистраторов [5, 6]), дополнительно влияют чувствительность этих приборов, стабильность их работы, четкость и правильность обработки лент и другие причины.

Погрешности определения значений суммарной радиации по данным самописцев в паре с термоэлектрическими датчиками, установленными на актинометрических станциях в период МГГ и МГС, в зависимости от временного осреднения, как указано в работе [10], составляют для часовых сумм около  $\pm 10\%$ , для дневных сумм — около  $\pm 5\%$ .

Данные по суммарной радиации, получаемые с помощью биметаллических актинографов Робича, характеризуются большими погрешностями: ошибки суточных сумм могут достигать  $\pm 20\%$ , при осреднении за месяц  $\pm (5 \div 10)\%$  [1, 10].

Между показаниями нескольких типов балансомеров имеют место более значительные различия. По результатам сравнений [4, 8] было обнаружено, что между показаниями двух групп балансомеров — Шульце и Функа, Янишевского [М-10] и балансомера обсерватории Кью (вариант балансомера Суоми — Франсила) — различия достигали 40—50% для часовых сумм днем в летнее время.

Важную роль играют различия чувствительности приемных поверхностей балансомеров в области длинноволновой и коротковолновой радиации. Согласно исследованиям Т. К. Ястребовой [7], ошибки измерения радиационного баланса с помощью М-10 по этой причине могут достигать 30% (при интенсивности радиационного баланса 0,65—1,1 кал/(см<sup>2</sup>·мин)).

Случайные погрешности определения радиационного баланса, включая погрешности градуировки, колеблются в широких пределах — от 5—10% измеряемой величины при высоте солнца 25—30% и отсутствии гидрометеоров до нескольких десятков и даже сотен процентов в дневное время при наличии гидрометеоров [4].

По оценкам, приведенным в упомянутой выше работе [10], погрешности значений радиационного баланса, полученных по результатам регистрации на различных станциях, составляют: для часовых сумм около  $\pm 20\%$ , для дневных и месячных сумм около  $\pm 15\%$ .

Таким образом, исходная актинометрическая информация обладает довольно значительными погрешностями систематического и случайного характера, которые зачастую практически невозможно разграничить.

Однако наличие указанных погрешностей, как правило, не препятствует получению сравнимых данных по измерениям на мировой актинометрической сети. Это можно показать путем сопоставления средних месячных значений суммарной радиации и радиационного баланса, полученных по данным самописцев с различными датчиками, установленными в одном пункте или пунктах, близко расположенных друг от друга и находящихся в одинаковых климатических условиях.

Рис. 1 а иллюстрирует связь между средними месячными значениями суммарной радиации за все месяцы года, получаемыми по приборам с термоэлектрическими приемниками. Используются данные ст. Ленинград, на которой измерения осуществлялись с помощью пиранометра Янишевского (ПЗ×З), и ст. Хельсинки, где для измерений применялся соляриграф Молля — Горчинского (период наблюдений 1964—1972 гг.), а также данные станций Торонто (пиргелиометр Эппли) и Торонто, Скарборо (соляриметр Молля — Горчинского), период наблюдений 1971—1972 гг.

Как видно из рис. 1 а, в обоих случаях между рассматриваемыми значениями солнечной радиации имеется достаточно тесная связь. То же самое можно отметить при рассмотрении рис. 1 в, где приведен пример сопоставимости средних месячных значений радиационного баланса, полученных путем регистрации с помощью балансомеров двух моделей — М-10 на ст. Ленинград (Воейково) и Суоми — Франсила на ст. Хельсинки (период наблюдений 1964—1972 гг.).

На рис. 1 б представлены результаты регистрации суммарной радиации, полученные с помощью термоэлектрического соляриметра Молля — Горчинского и биметаллического актинографа Робица



(станции Генуя—Генуя, Университет—период наблюдений 1964—1969, 1971 гг., ст. Аккра—1964—1970 гг.).

Средние месячные значения суммарной радиации для этой пары приборов на станциях Генуя—Генуя, Университет оказались очень близкими между собой. Однако значения радиации, измеренной актинографом Робича, были предварительно исправлены с помощью коэффициента 1,20 после уточнения метеорологической службой Италии переводных множителей всех приборов такого типа, установленных на станциях актинометрической сети страны.

Таблица 1

Средние квадратические отклонения разностей суточных значений суммарной радиации (кал/(см<sup>2</sup>·сут)) по данным актинографа Робича и соляриграфа Молля—Горчинского  $\sigma$  и стандартные отклонения элемента  $\sigma_n$  на ст. Аккра ( $\varphi=5^{\circ}36'$  с. ш.)

Месяц	$\sigma_n$	$\sigma$
I	62	60
IV	59	95
VI	56	130
X	54	98

По данным ст. Аккра видно, что между сравниваемыми значениями суммарной радиации имеются довольно заметные расхождения. Менее надежными, очевидно, следует признать результаты измерений с помощью актинографа Робича, который обладает, как указывалось, большими погрешностями, чем термоэлектрические датчики. В то же время нельзя не отметить, что при тщательном и своевременном определении переводных множителей данные последнего прибора являются вполне сравнимыми с данными других более точных приборов.

Представляет интерес оценить, насколько существенны различия между суточными значениями суммарной радиации, полученными по данным регистрации упомянутыми приборами на ст. Аккра. В табл. 1 приведены результаты расчета средних квадратических отклонений разностей  $\sigma_n$  между суточными значениями по актинографу Робича и соляриграфу Молля—Горчинского для четырех месяцев года (использовано по 155 суточных сумм в период с 1965 по 1969 г. для каждого месяца). Видно, что в январе значения  $\sigma_n$  оказались соизмеримыми с величиной стандартной изменчивости элемента  $\sigma$ , в июне отношение  $\sigma_n/\sigma$  составило примерно 0,40, в остальных случаях около 0,50—0,60. Средние квадратические разности между суточными суммами суммарной радиации в анализируемых случаях можно считать допустимыми (даже для января), так как они не выходят за пределы точности показаний актинографа Робича.

Непрерывная запись солнечной радиации зачастую нарушается из-за различных причин. Методика получения данных по самописцам [5] предусматривает возможность восстановления перерывов путем дополнительных отсчетов показаний датчиков или косвенно, используя зависимость между различными видами радиации, а также по данным о продолжительности солнечного сияния. При незначительном количестве перерывов в записи и достаточно тщательном их восстановлении ошибки между восстановленными и зарегистрированными часовыми суммами не превышают 10—12%

Таблица 2

Средние квадратические отклонения средних месячных значений суммарной радиации (кал/см<sup>2</sup>·сут) при отсутствии регистрации в течение нескольких дней

Широтная зона	Число дней без регистрации в течение месяца		
	4	8	10
Лето			
65—75° с. ш.	12,5—15,5	25,0	30,0—35,0
55—65	11,0—12,0	17,5	21,0—24,0
35—45	13,5	17,0—18,0	19,5
0—25	6,5—7,5	11,5	16,0—18,0
0—25° ю. ш.	11,0—12,0	12,0—13,5	22,0—23,0
30—45	12,0—13,0	21,5	22,0—23,5
Зима			
55—65° с. ш.	0,6	1,0	1,4—1,6
35—45	3,8—4,7	6,0—7,5	7,5—8,5
0—25	4,5—6,0	8,0—10,0	12,5—14,0
0—25° ю. ш.	3,0—4,5	5,0—6,5	9,5—10,0
30—45	4,5—5,0	6,5	8,0—9,0

для прямой и суммарной радиации. Однако нередко в результатах регистрации солнечной радиации встречаются восстановленные данные, достоверность которых трудно оценить.

Рассмотрим случаи, когда восстановление пропусков регистрации по тем или иным причинам невозможно и осреднение значений суммарной радиации за месячный период производится при отсутствии суточных сумм в течение различного числа дней (такие случаи встречаются довольно часто).

По данным, публикуемым в ежемесячнике «Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть)», за период 1964—1969 гг. для случаев полного отсутствия наблюдений в течение 4, 8, 10 дней в начале, середине или конце месяца вычислены сред-

ние квадратические отклонения значений суммарной радиации от средних величин, полученных по регистрации за все дни месяца.

В табл. 2 приведены средние для двух летних (июнь—июль) и двух зимних (декабрь—январь) месяцев результаты расчета для северного и южного полушарий. Анализируя эти данные, можно заметить, что в большинстве случаев ошибки вычисления средних месячных значений суммарной радиации возрастают почти пропорционально увеличению числа дней с пропусками. Относительная ошибка определения среднего месячного значения суммарной радиации при наличии 10 дней с пропусками составляет 3—7% в большинстве районов и лишь в широтной зоне 65—75° с. ш. она достигает 12% (изменение средних месячных значений суммарной радиации летом во всех широтных зонах находится в пределах 300—700 кал/(см<sup>2</sup>·сут)).

Зимой при аналогичных обстоятельствах относительная ошибка определения среднего значения суммарной радиации становится весьма существенной. Она может достигать 4—6% в пределах 0—20° с. и ю. ш. (при средней месячной сумме 240—250 кал/(см<sup>2</sup>×сут)), 13—14% — в зонах 35—45° с. и ю. ш. (при средней месячной сумме 60—70 кал/(см<sup>2</sup>·сут)), 40% — в зоне 55—65° с. ш. (при средней месячной сумме 4—5 кал/(см<sup>2</sup>·сут)).

Из изложенного следует три основных вывода.

1. При использовании актинометрической информации, поступающей с мировой сети станций, необходимо учитывать, что на ее точность существенное влияние оказывают различного рода случайные погрешности измерений. Для суммарной радиации они в среднем колеблются в пределах нескольких процентов (для актинографа Робича до 15—20%), для радиационного баланса достигают нескольких десятков процентов от измеряемой величины.

2. Средние значения суммарной радиации и радиационного баланса по данным различных приборов, наиболее распространенных на мировой сети станций, являются, как правило, сопоставимыми между собой (суточные и месячные суммы).

3. Наличие пропусков в результатах регистрации суммарной радиации в летнее время приводит к погрешности вычисления среднего месячного значения в пределах 10—12%, если число дней с пропусками в течение месяца не превышает 10. Зимой в умеренных и высоких широтах средняя квадратическая ошибка вычисления среднего месячного значения при тех же условиях может достигать 40%.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., Гидрометеонздат, 1961. 226 с.
2. Броунштейн А. М., Лебедева К. Д., Сивков С. И. Влияние спектральных характеристик приемных поверхностей приборов на точность измерения радиационных потоков. — В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы. Таллин, «Валгус», 1968, с. 218—225.

3. Лебедева К. Д. Об устойчивости спектральных характеристик черных и белых покрытий, применяемых для окраски приемных поверхностей актинометрических приборов. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 223, с. 119—124.
4. Лебедева К. Д. и др. О сравнимости показаний пиранометров и балансомеров различных типов. — В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы. Таллин. «Валгус», 1968, с. 230—237.
5. Руководство гидрометеорологических станциям по регистрации радиации. Л. Гидрометеоиздат, 1961. 118 с.
6. Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть). Ежегодные данные 1964—1968 гг. Под ред. Т. Г. Берлянд. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 598 с.
7. Ястребова Т. К. Исследование инерции балансомеров и пиргеометров разных типов. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 312, с. 169—172.
8. Ястребова Т. К., Янишевский Ю. Д. Результаты международных сравнений балансомеров различных типов. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 223, с. 145—152.
9. Guide to meteorological instrument and observing practices. N 8, Geneva, WMO, 1971. 371 p.
10. Robinson G. D. Surface measurements of solar and terrestrial radiation during the IGY and IGC. — "Annals of the Intern. Geophys. Year.", 1964, vol. 32, p. 17—61.

*Р. Л. КАГАН, Л. П. КЛЯГИНА*

## **О РАСЧЕТЕ ПОТОКОВ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В УСЛОВИЯХ ГОРОДСКОЙ ЗАСТРОЙКИ**

### **Введение**

Поступление коротковолновой радиации на стены зданий существенно влияет на их тепловой режим и на условия жизни и работы людей в них. Естественно поэтому, что расчету потоков радиации в условиях городской застройки посвящено значительное количество работ.

Решение этой задачи для прямой солнечной радиации при определенной стилизации условий застройки было дано в работах В. Г. Кастрова [3] и Кемпферта [6]. На основе этого решения в работе [4] был реализован алгоритм расчета времени инсоляции и средних сумм прямой радиации на различные участки стен и подстилающей поверхности для улиц заданной ориентации.

Задача о поступлении рассеянной радиации на стены зданий и на улицу решалась в работе Б. А. Айзенштата [1]. В этой работе оцениваются раздельно потоки радиации на стену как за счет рассеянной радиации неба, так и за счет отражения от противоположной стены и поверхности улицы. Разумеется, отраженные потоки при отсутствии прямой радиации также определяются рассеянной радиацией неба. Хотя это обстоятельство в [1] прямо не учитывается, и формулы, характеризующие зависимость полных потоков от рассеянной радиации неба, в этой работе не даны, получение их является сравнительно простым делом. Более существенно, что эта схема не учитывает вклад отраженной от стен и поверхности улицы прямой радиации солнца, который при определенных условиях может быть весьма значительным. Учет этого фактора является довольно сложным вследствие того, что инсоляции одновременно подвергается, вообще говоря, лишь часть стен или поверхности улицы.

В настоящей работе делается попытка решения задачи о рас-

чете потоков суммарной радиации на стены зданий при учете поступления как прямой, так и рассеянной радиации. При этом, конечно, нельзя было избежать стилизации условий застройки, которая, как и во всех упомянутых работах, характеризовалась прямыми улицами постоянной ширины, застроенными без промежутков зданиями постоянной высоты. Задача формулируется первоначально при самых общих предположениях о распределении диффузной радиации и об отражательной способности стен и подстилающей поверхности улиц. Реализация задачи в полной постановке затрудняется недостатком фактических данных о распределении радиации по небосводу и об отражательной способности практически используемых строительных материалов. В связи с этим основное внимание, как и в [1], обращается на частный случай общей задачи, при котором предполагается изотропность поступающей с неба рассеянной радиации и выполнение закона Ламберта при отражении прямой и рассеянной радиации от стен и улицы. Для этого случая разработан детальный алгоритм численного решения задачи.

### Общая постановка задачи

Будем рассматривать прямолинейную улицу постоянной ширины, застроенную зданиями, высота которых с каждой стороны постоянна на всем протяжении улицы. Обозначим ширину улицы  $L$ , а высоту здания с левой и правой стороны  $Z_1$  и  $Z_2$  соответственно (рис. 1). Будем считать также, что длина зданий значительно больше их высоты и ширины улицы, так что изменениями потоков в продольном направлении можно пренебречь, рассматривая улицу бесконечной длины. При этом потоки радиации на различные участки стены будут зависеть лишь от высоты этих участков, а потоки радиации на участки подстилающей поверхности — лишь от удаления этих участков от стен.

Пусть  $I_{c_1}^{\downarrow}(z, r)$  и  $I_{c_2}^{\downarrow}(z, r)$  — интенсивность радиации, падающей на участки левой и правой стен, находящиеся на высоте  $z$ , с направления  $r$ ;  $I_{\Pi}^{\downarrow}(l, r)$  — интенсивность радиации, падающей с направления  $r$  на участки подстилающей поверхности улицы, находящиеся на расстоянии  $l$  от левой стены (и соответственно на расстоянии  $L-l$  от правой стены). Аналогично  $I_{c_1}^{\uparrow}(z, r)$ ,  $I_{c_2}^{\uparrow}(z, r)$  и  $I_{\Pi}^{\uparrow}(l, r)$  — интенсивность радиации, отраженной в направлении  $r$  стенами и подстилающей поверхностью улицы соответственно.

Обозначим также  $A_{c_1} \frac{\alpha_{c_1}(r, r')}{\pi}$ ,  $A_{c_2} \frac{\alpha_{c_2}(r, r')}{\pi}$  и  $A_{\Pi} \frac{\alpha_{\Pi}(r, r')}{\pi}$  отражательную способность стен и покрытия улицы в направлении  $r$  по отношению к радиации, поступающей на них с направления  $r'$ . Величины  $A_{c_1}$ ,  $A_{c_2}$  и  $A_{\Pi}$  представляют собой интегральные альбедо

для потоков диффузной радиации, а  $\alpha_{c_1}$ ,  $\alpha_{c_2}$  и  $\alpha_{\Pi}$  характеризуют анизотропию отражения. Отражательная способность стен может в действительности изменяться как по высоте, так и вдоль здания в зависимости от распределения окон, простенков и других его элементов. Мы пренебрегаем этими изменениями, рассматривая некоторые обобщенные величины  $A_c$  и  $\alpha_c$ .

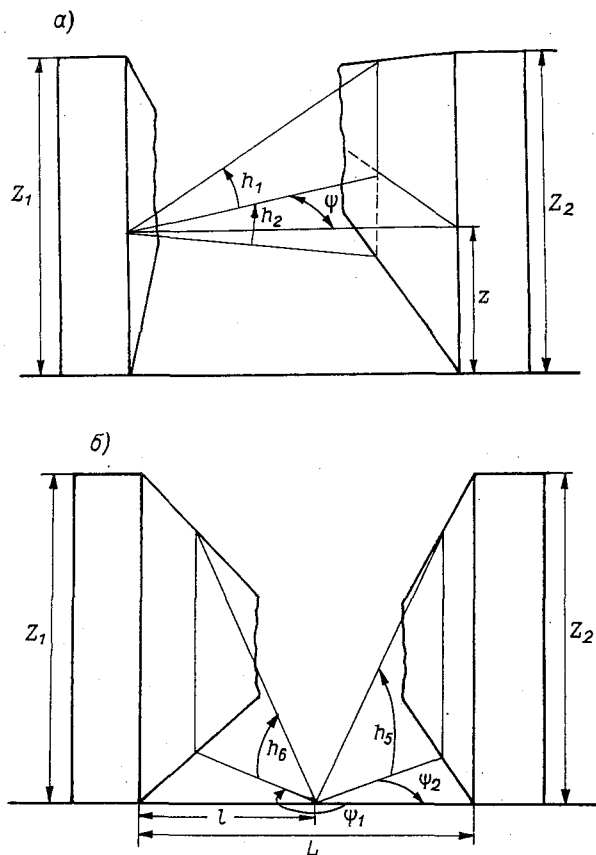


Рис. 1. К оценке углов закрытости горизонта.  
 а — для элемента стены, б — для поверхности дороги.

Будем определять направление в пространстве  $r$  двумя углами: углом возвышения (высотой)  $h$ , отсчитываемым от горизонтали вверх, и азимутом  $\psi$ , отсчитываемым от нормали к поверхности левой стены по часовой стрелке.

При введенных обозначениях отраженная радиация связана с падающей следующими соотношениями:

$$\begin{aligned}
 I_{c_1}^{\uparrow}(z, r) &= \frac{A_{c_1}}{\pi} \int_{\Omega_{c_1}} I_{c_1}^{\downarrow}(z, r') \alpha_{c_1}(r, r') \cos(n, r') d\omega'; \\
 I_{c_2}^{\uparrow}(z, r) &= \frac{A_{c_2}}{\pi} \int_{\Omega_{c_2}} I_{c_2}^{\downarrow}(z, r') \alpha_{c_2}(r, r') \cos(n, r') d\omega'; \\
 I_{\Pi}^{\uparrow}(l, r) &= \frac{A_{\Pi}}{\pi} \int_{\Omega_{\Pi}} I_{\Pi}^{\downarrow}(l, r') \alpha_{\Pi}(r, r') \cos(z, r') d\omega'.
 \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь  $\Omega_{c_1}$ ,  $\Omega_{c_2}$  и  $\Omega_{\Pi}$  — телесные углы, из которых поступает радиация на элементы левой и правой стены или подстилающей поверхности соответственно;  $d\omega'$  — элемент телесного угла;  $\cos(n, r')$  и  $\cos(z, r')$  представляют собой косинусы углов между направлением  $r'$  и направлениями нормали к левой стене и подстилающей поверхности (вертикали) соответственно:

$$\begin{aligned}
 d\omega' &= \cos h' dh' d\psi'; \\
 \cos(n, r') &= \cos h' \cos \psi'; \\
 \cos(z, r') &= \sin h'.
 \end{aligned} \quad (2)$$

Каждый из телесных углов, представляет собой полусферу. Разобьем угол  $\Omega_{c_1}$  на три телесных угла. Из телесного угла  $\Omega_{c_1}^I$  на данный участок левой стены поступает радиация с неба.

Из рис. 1 а нетрудно видеть, что для этого угла соблюдаются условия

$$\begin{aligned}
 -\frac{\pi}{2} &\leq \psi \leq \frac{\pi}{2}; \\
 \frac{\pi}{2} &\geq h \geq h_1(\psi) = \arctg\left(\frac{Z_2 - z}{L} \cos \psi\right).
 \end{aligned} \quad (3')$$

Для телесного угла  $\Omega_{c_1}^{II}$ , из которого радиация на участок поступает с противоположной стены, соблюдаются условия

$$\begin{aligned}
 -\frac{\pi}{2} &\leq \psi \leq \frac{\pi}{2}; \\
 h_1(\psi) &\geq h \geq h_2(\psi) = -\arctg\left(\frac{z}{L} \cos \psi\right),
 \end{aligned} \quad (3'')$$

а для телесного угла  $\Omega_{c_1}^{III}$ , из которого радиация поступает с поверхности улицы, имеем

$$\begin{aligned}
 -\frac{\pi}{2} &\leq \psi \leq \frac{\pi}{2}; \\
 h_2(\psi) &\geq h \geq -\frac{\pi}{2}.
 \end{aligned} \quad (3''')$$



Аналогичные условия для правой стены отличаются лишь тем, что в них высота противоположной стены обозначена не  $Z_2$ , а  $Z_1$ , а азимут отсчитывается от нормали к другой стене, так что получаем

$$-\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2};$$

$$\frac{\pi}{2} \geq h \geq h_3(\psi) = -\operatorname{arctg}\left(\frac{Z_1 - z}{L} \cos \psi\right) \quad (4')$$

для телесного угла  $\Omega_{c_2}^I$ , в котором радиация поступает с неба,

$$-\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2};$$

$$h_3(\psi) \geq h \geq h_4(\psi) = \operatorname{arctg}\left(\frac{z}{L} \cos \psi\right) \quad (4'')$$

для телесного угла  $\Omega_{c_2}^{II}$ , в котором радиация поступает с левой стены, и

$$-\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2}; \quad h_4(\psi) \geq h \geq -\frac{\pi}{2} \quad (4''')$$

для телесного угла  $\Omega_{c_2}^{III}$ , в котором радиация поступает с поверхности улицы.

Угол  $\Omega_{\Pi}$  также делим на телесные углы  $\Omega_{\Pi}^I$ , из которого радиация поступает непосредственно с небесного свода,  $\Omega_{\Pi}^{II}$ , из которого радиация поступает от левой стены, и  $\Omega_{\Pi}^{III}$ , из которого радиация поступает от правой стены. Для этих телесных углов соответственно соблюдаются условия (см. рис. 1 б):

$$\frac{\pi}{2} \geq h \geq h_5(\psi) = \operatorname{arctg}\left(\frac{Z_2}{L-l} \cos \psi\right) \quad \text{при} \quad -\frac{\pi}{2} \leq \psi \leq \frac{\pi}{2}; \quad (5')$$

$$\frac{\pi}{2} \geq h \geq h_6(\psi) = -\operatorname{arctg}\left(\frac{Z_1}{l} \cos \psi\right) \quad \text{при} \quad -\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2};$$

$$0 \leq h \leq h_6(\psi); \quad -\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2}; \quad (5'')$$

$$0 \leq h \leq h_5(\psi); \quad -\frac{\pi}{2} \leq \psi \leq \frac{\pi}{2}. \quad (5''')$$

С учетом этих условий соотношения (1) могут быть переписаны в виде

$$\begin{aligned}
I_{c_1}^\dagger(z, r) = & I_1(z, r) + \frac{A_{c_1}}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_2(\psi')}^{h_1(\psi')} I_{c_1}^\downarrow(z, r') \alpha_{c_1}(r, r') \times \\
& \times \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh' + \frac{A_{c_1}}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{h' = -\frac{\pi}{2}}^{h_2(\psi')} I_{c_1}^\downarrow(z, r') \times \\
& \times \alpha_{c_1}(r, r') \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh'; \tag{6}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
I_{c_2}^\dagger(z, r) = & I_2(z, r) + \frac{A_{c_2}}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{3}{2}\pi}^{-\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_4(\psi')}^{h_3(\psi')} I_{c_2}^\downarrow(z, r') \alpha_{c_2}(r, r') \times \\
& \times \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh' + \frac{A_{c_2}}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{3}{2}\pi}^{-\frac{\pi}{2}} \int_{h' = -\frac{\pi}{2}}^{h_4(\psi')} I_{c_2}^\downarrow(z, r') \times \\
& \times \alpha_{c_2}(r, r') \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh'; \tag{7}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
I_n^\dagger(l, r) = & I_3(l, r) + \frac{A_n}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{3}{2}\pi}^{-\frac{\pi}{2}} \int_{h' = 0}^{h_6(\psi')} I_n^\downarrow(l, r') \alpha_n(r, r') \times \\
& \times \cos h' \sin h' d\psi' dh' + \frac{A_n}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{h' = 0}^{h_5(\psi')} I_n^\downarrow(l, r') \times \\
& \times \alpha_n(r, r') \cos h' \sin h' d\psi' dh'. \tag{8}
\end{aligned}$$

Здесь

$$\begin{aligned}
I_1(z, r) = & \frac{A_{c_1}}{\pi} \int_{\psi = -\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_1(\psi')}^{\frac{\pi}{2}} I_{c_1}^\downarrow(z, r') \alpha_{c_1}(r, r') \times \\
& \times \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh' \tag{9}
\end{aligned}$$

— отраженная левой стеной радиация неба;

$$I_2(z, r) = \frac{A_{c_2}}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{3}{2}\pi}^{-\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_3(\psi')}^{\frac{\pi}{2}} I_{c_2}^\downarrow(z, r') \times \\ \times \alpha_{c_2}(r, r') \cos^2 h' \cos \psi' d\psi' dh' \quad (10)$$

— отраженная правой стеной радиация неба;

$$I_3(l, r) = \frac{A_n}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_5(\psi')}^{\frac{\pi}{2}} I_n^\downarrow(l, r') \alpha_n(r, r') \times \\ \times \cos h' \sin h' d\psi' dh' + \frac{A_n}{\pi} \int_{\psi' = -\frac{3}{2}\pi}^{-\frac{\pi}{2}} \int_{h' = h_6(\psi')}^{\frac{\pi}{2}} I_n^\downarrow(l, r') \times \\ \times \alpha_n(r, r') \cos h' \sin h' d\psi' dh' \quad (11)$$

— радиация неба, отраженная от подстилающей поверхности.

Будем пренебрегать ослаблением коротковолновой радиации в атмосфере на пути от одного элемента застройки к другому, а также возможным влиянием отраженной радиации на поступающую с неба рассеянную радиацию. В этом случае величины  $I_1(z, r)$ ,  $I_2(z, r)$  и  $I_3(l, r)$  зависят лишь от геометрических факторов и от отражательной способности стен и покрытия улиц и не зависят ни друг от друга, ни от других членов уравнений (6) — (8). Остальные члены уравнений (6) — (8) характеризуют радиационное взаимодействие стен и улицы.

Из простых геометрических соображений можно получить соотношения, связывающие между собой интенсивность радиации, поступающей на разные элементы застройки, с интенсивностью радиации, отраженной от других элементов застройки:

$$I_{c_1}^\downarrow(z, h, \psi) = \begin{cases} I_{c_2}^\uparrow\left(z + L \frac{\operatorname{tg} h}{\cos \psi}, -h, \psi + \pi\right) & \text{при } h_1(\psi) \geq h \geq h_2(\psi), \\ I_n^\uparrow\left(-z \frac{\cos \psi}{\operatorname{tg} h}, -h, \psi + \pi\right) & \text{при } h \leq h_2(\psi); \end{cases} \quad (12)$$

$$I_{c_2}^\downarrow(z, h, \psi) = \begin{cases} I_{c_1}^\uparrow\left(z - L \frac{\operatorname{tg} h}{\cos \psi}, -h, \psi - \pi\right) & \text{при } h_3(\psi) \geq h \geq h_4(\psi), \\ I_n^\uparrow\left(L + z \frac{\cos \psi}{\operatorname{tg} h}, -h, \psi - \pi\right) & \text{при } h \leq h_4(\psi); \end{cases} \quad (13)$$

$$J_n^{\downarrow}(l, h, \psi) = \begin{cases} I_{c_1}^{\downarrow} \left( -l \frac{\operatorname{tg} h}{\cos \psi}, -h, \psi - \pi \right) & \text{при } -\frac{3}{2}\pi \leq \psi \leq -\frac{\pi}{2}, \\ I_{c_2}^{\downarrow} \left( (L-l) \frac{\operatorname{tg} h}{\cos \psi}, -h, \psi + \pi \right) & \text{при } -\frac{\pi}{2} \leq \psi \leq \frac{\pi}{2}. \end{cases} \quad (14)$$

Уравнения (6) — (8) с учетом (9) — (14) представляют собой систему интегральных уравнений, решение которой при заданном потоке коротковолновой радиации с небосвода и известной отражательной способности стен и подстилающей поверхности полностью определяет распределение интенсивности отраженной радиации. Подстановка последней в (8) дает интенсивность падающей радиации, а разность между потоками падающей и отраженной радиации представляет собой поглощенную радиацию.

### Методика расчетов для изотропного случая

Рассмотрим частный случай задачи, при котором рассеянная радиация неба и отражение радиации стенами и подстилающей поверхностью изотропны.

В этом случае имеем

$$\alpha_{c_1}(r, r') \equiv \alpha_{c_2}(r, r') \equiv \alpha_n(r, r') \equiv 1, \quad (15)$$

$$I_n^{\downarrow}(r) = I_p + \pi S \delta(r - r_{\odot}). \quad (16)$$

Здесь  $I_n^{\downarrow}(r)$  — интенсивность поступающей с неба коротковолновой радиации,  $I_p$  — интенсивность рассеянной радиации,  $\pi S$  — поток прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность  $r_{\odot}$  — направление на Солнце,  $\delta(r - r_{\odot})$  — дельта-функция.

Подстановка (15) и (16) в формулы (9) — (11) дает

$$I_1(z, r) = A_{c_1} \left\{ D_1 S \cos h_{\odot} \cos \psi_{\odot} + \frac{I_p}{2} \left[ 1 - \frac{Z_2 - z}{\sqrt{L^2 + (Z_2 - z)^2}} \right] \right\}; \quad (17)$$

$$I_2(z, r) = A_{c_2} \left\{ D_2 S \cos h_{\odot} \cos \psi_{\odot} + \frac{I_p}{2} \left[ 1 - \frac{Z_1 - z}{\sqrt{L^2 + (Z_1 - z)^2}} \right] \right\}; \quad (18)$$

$$I_3(l, r) = A_n \left\{ D_3 S \sin h_{\odot} + \frac{I_p}{2} \left[ \frac{l}{\sqrt{Z_1^2 + l^2}} + \frac{L-l}{\sqrt{Z_2^2 + (L-l)^2}} \right] \right\}. \quad (19)$$

Здесь множители  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  характеризуют собой освещенность левой и правой стен и поверхности улицы:

$$D_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } r_{\odot} \in \Omega_{c_1}^I, \\ 0 & \text{при } r_{\odot} \in \bar{\Omega}_{c_1}^I; \end{cases}$$

$$D_2 = \begin{cases} 1 & \text{при } r_{\odot} \in \Omega_{c_2}^I, \\ 0 & \text{при } r_{\odot} \notin \Omega_{c_2}^I; \end{cases}$$

$$D_3 = \begin{cases} 1 & \text{при } r_{\odot} \in \Omega_{\Pi}^I, \\ 0 & \text{при } r_{\odot} \notin \Omega_{\Pi}^I. \end{cases} \quad (20)$$

Напомним, что условия, при которых заданное направление находится в пределах телесных углов  $\Omega_{c_1}^I$ ,  $\Omega_{c_2}^I$  и  $\Omega_{\Pi}^I$ , определяются формулами (3'), (4') и (5') соответственно.

Учитывая правильную форму элементов застройки и наличие однозначного соответствия между интенсивностью падающего и отраженного излучения, определяемого формулами (12) — (14), удобно во входящих в формулы (6) — (8) двойных интегралах заменить интегрирование по телесному углу интегрированием по декартовым координатам. Рассмотрим, например, входящий в (6) интеграл

$$\Phi_1(z) = \int_{\Omega_{c_1}^I} I_{c_1}^{\downarrow} \cos(n, r') d\omega'. \quad (21)$$

Каждый элемент телесного угла в нем может быть представлен через элемент поверхности правой стены, а интенсивность радиации, падающей на левую стену из элемента телесного угла, можно заменить интенсивностью отраженной правой стеной радиации.

Учтем, что  $d\omega' = \frac{dx dz_2}{\rho_1^2} \cos(n, r')$ , где  $z_2$  — высота элемента правой стены,  $x$  — продольная координата, отсчитываемая от рассматриваемого элемента левой стены,  $\rho_1 = \sqrt{x^2 + (z - z_2)^2 + L^2}$  — расстояние между элементами обеих стен, а  $\cos(n, r') = \frac{L}{\rho_1}$ . В результате получаем, учитывая изотропность  $I_{c_2}^{\uparrow}$ ,

$$\Phi_1 = \int_{z_2=0}^{z_2} \int_{x=-\infty}^{\infty} I_{c_2}^{\uparrow}(z_2) \frac{L^2}{[L^2 + x^2 + (z_2 - z)^2]} dx dz_2. \quad (22)$$

Выполнив квадратуру по  $x$ , получаем

$$\Phi_1 = \frac{\pi}{2} L^2 \int_0^{z_2} I_{c_2}^{\uparrow}(z_2) \frac{dz_2}{V[L^2 + (z_2 - z)^2]^3}. \quad (23)$$

Аналогично имеем для интеграла

$$\Phi_2 = \int_{\Omega_{c_1}^{III}} I_{c_1}^{\downarrow} \cos(n, r') d\omega' \quad (24)$$

после замены в нем интенсивности падающей на левую стену радиации интенсивностью излучения, отраженного соответствующим элементом подстилающей поверхности, и после подстановки

$$d\omega' = \frac{dx dl}{\rho_2^2} \cos(z, r'),$$

где  $\rho_2 = \sqrt{x^2 + z^2 + l^2}$  — расстояние между элементами левой стены и подстилающей поверхностью,  $\cos(z, r') = \frac{z}{\rho_2}$  и  $\cos(n, r') = \frac{l}{\rho_2}$ .  
получаем

$$\Phi_2 = \int_{l=0}^L \int_{x=-\infty}^{\infty} I_n^\dagger(l) \frac{z l}{[x^2 + z^2 + l^2]^2} dx dl \quad (25)$$

или после выполнения квадратуры по  $x$ ,

$$\Phi_2 = \frac{\pi}{2} z \int_0^L I_n^\dagger(l) \frac{l dl}{(z^2 + l^2)^{3/2}}. \quad (26)$$

Подстановка (17), (23) и (26) в (6) дает

$$I_{c_1}^\dagger(z) = A_{c_1} \left\{ D_1 S \cos h_\odot \cos \psi_\odot + \frac{I_p}{2} \left[ 1 - \frac{Z_2 - z}{\sqrt{L^2 + (Z_2 - z)^2}} \right] + \right. \\ \left. + \frac{L^2}{2} \int_0^{z_2} I_{c_2}^\dagger(z_2) \frac{dz_2}{[L^2 + (z_2 - z)^2]^{3/2}} + \frac{z}{2} \int_0^L I_n^\dagger(l) \frac{l dl}{(z^2 + l^2)^{3/2}} \right\}. \quad (27)$$

Введем потоки излучения

$$F_{c_1}^\dagger(z) = \pi I_{c_1}^\dagger(z), \\ F_{c_2}^\dagger(z) = \pi I_{c_2}^\dagger(z), \\ F_n^\dagger(l) = \pi I_n^\dagger(l), \\ F_H = \pi I_p, \quad (28)$$

получим

$$F_{c_1}^\dagger(z_1) = A_{c_1} \left\{ F_{c_1}^\dagger(z_1) + \frac{L^2}{2} \int_0^{z_2} F_{c_2}^\dagger(z_2) \frac{dz_2}{[L^2 + (z_2 - z_1)^2]^{3/2}} + \right. \\ \left. + \frac{z_1}{2} \int_0^L F_n^\dagger(l) \frac{l dl}{(l^2 + z_1^2)^{3/2}} \right\}. \quad (29)$$

После аналогичных преобразований формул (7) и (8) можно получить

$$F_{c_2}^{\uparrow}(z_2) = A_{c_2} \left\{ F_{c_2}^{\uparrow}(z_2) + \frac{L^2}{2} \int_0^{z_1} F_{c_1}^{\uparrow}(z_1) \frac{dz_1}{[L^2 + (z_1 - z_2)^2]^{3/2}} + \right. \\ \left. + \frac{z_2}{2} \int_0^L F_n^{\uparrow}(l) \frac{(L-l) dl}{[(L-l)^2 + z_2^2]^{3/2}} \right\}; \quad (30)$$

$$F_n^{\uparrow}(l) = A_n \left\{ F_n^{\uparrow}(l) + \frac{l}{2} \int_0^{z_1} F_{c_1}^{\uparrow}(z_1) \frac{z_1 dz_1}{(z_1^2 + l^2)^{3/2}} + \right. \\ \left. + \frac{L-l}{2} \int_0^{z_2} F_{c_2}^{\uparrow}(z_2) \frac{z_2 dz_2}{[z_2^2 + (L-l)^2]^{3/2}} \right\}. \quad (31)$$

В этих формулах

$$F_{c_1}^{\uparrow}(z_1) = D_1 \pi S \cos h_{\odot} \cos \psi_{\odot} + \frac{F_H}{2} \left[ 1 - \frac{Z_2 - z_1}{\sqrt{L^2 + (Z_2 - z_1)^2}} \right], \\ F_{c_2}^{\uparrow}(z_2) = D_2 \pi S \cos h_{\odot} \cos \psi_{\odot} + \frac{F_H}{2} \left[ 1 - \frac{Z_1 - z_2}{\sqrt{L^2 + (Z_1 - z_2)^2}} \right], \\ F_n^{\uparrow}(l) = D_3 \pi S \sin h_{\odot} + \frac{F_H}{2} \left[ \frac{l}{\sqrt{Z_1^2 + l^2}} + \frac{L-l}{\sqrt{Z_2^2 + (L-l)^2}} \right] \quad (32)$$

представляют собой соответственно потоки суммарной радиации, поступающей с неба на левую и правую стену и на подстилающую поверхность. Расчет этих потоков труда не представляет, и мы будем их считать известными.

Формулы (29) — (31) представляют собой систему трех интегральных уравнений с тремя неизвестными функциями. Будем решать эту систему приближенно, заменяя входящие в нее интегралы суммами. Разделим стены здания по высоте и подстилающую поверхность улицы по поперечному сечению на  $n_{c_1}$ ,  $n_{c_2}$  и  $n_n$  полос равной ширины соответственно, в пределах каждой из которой радиация приближенно принимается постоянной и равной радиации в середине полосы. Тогда получаем, например, для уравнения (29)

$$F_{c_1}^{\uparrow}(z_1) \approx A_{c_1} \left\{ F_{c_1}^{\uparrow}(z_1) + \frac{L^2}{2} \sum_{j=1}^{n_{c_2}} F_{c_2}^{\uparrow} \left[ \left( j - \frac{1}{2} \right) \Delta z_2 \right] \int_{(j-1)\Delta z_2}^{j\Delta z_2} \times \right. \\ \left. \times \frac{dz_2}{[L^2 + (z_2 - z_1)^2]^{3/2}} + \frac{z_1}{2} \sum_{k=1}^{n_n} F_n^{\uparrow} \left[ \left( k - \frac{1}{2} \right) \Delta l \right] \int_{(k-1)\Delta l}^{k\Delta l} \frac{ldl}{[l^2 + z_1^2]^{3/2}} \right\}, \quad (33)$$

где

$$\Delta z_1 = \frac{Z_1}{n_{c_1}}, \quad \Delta z_2 = \frac{Z_2}{n_{c_2}}, \quad \Delta l = \frac{L}{n_{\Pi}}.$$

Введем также для упрощения записи обозначения:

$$F_{c_1}^{\uparrow} \left[ \Delta z_1 \left( i - \frac{1}{2} \right) \right] = F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right);$$

$$F_{c_2}^{\uparrow} \left[ \Delta z_2 \left( j - \frac{1}{2} \right) \right] = F_{c_2}^{\uparrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right);$$

$$F_{\Pi}^{\uparrow} \left[ \Delta l \left( k - \frac{1}{2} \right) \right] = F_{\Pi}^{\uparrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right);$$

$$\Delta z_1 (i-1) = z_1^i;$$

$$\Delta z_2 (j-1) = z_2^j;$$

$$\Delta l (k-1) = l^k.$$

(34)

При этом

$$z_1^0 = z_2^0 = l^0 = 0; \quad z_1^{n_{c_1}+1} = Z_1;$$

$$z_2^{n_{c_2}+1} = Z_2; \quad l^{n_{\Pi}+1} = L.$$

Тогда после выполнения интегрирования получаем

$$\begin{aligned} F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) &\approx A_{c_1} \left\{ F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{n_{c_2}} F_{c_2}^{\uparrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right) \times \right. \\ &\times \left| \frac{z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^{j+1}}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^{j+1} \right)^2}} - \frac{z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^j}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^j \right)^2}} \right| + \\ &+ \frac{z_1^{i+\frac{1}{2}}}{2} \sum_{k=1}^{n_{\Pi}} F_{\Pi}^{\uparrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right) \left| \frac{1}{\sqrt{\left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right)^2 + \left( l^{k+1} \right)^2}} - \right. \\ &\left. \left. - \frac{1}{\sqrt{\left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right)^2 + \left( l^k \right)^2}} \right| \right\}. \end{aligned}$$

(35)



Аналогичные преобразования могут быть выполнены и для уравнений (30) и (31), что дает систему  $n_{c_1} + n_{c_2} + n_{\Pi}$  алгебраических уравнений, связывающих потоки радиации, отраженной от  $c_1 + n_{c_2} + n_{\Pi}$  участков стены и подстилающей поверхности:

$$\begin{aligned}
 & F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) - \sum_{j=1}^{n_{c_2}} \frac{A_{c_1}}{2} B_{ij}^{(1)} F_{c_2}^{\uparrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right) - \\
 & - \sum_{k=1}^{n_{\Pi}} \frac{A_{c_1}}{2} B_{ik}^{(2)} F_{\Pi}^{\uparrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right) = A_{c_1} F_{c_1}^{\downarrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) \\
 & \quad (i = 1, 2, \dots, n_{c_1}); \\
 & F_{c_2}^{\uparrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right) - \sum_{i=1}^{n_{c_1}} \frac{A_{c_2}}{2} B_{ji}^{(3)} F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) - \\
 & - \sum_{k=1}^{n_{\Pi}} \frac{A_{c_2}}{2} B_{jk}^{(4)} F_{\Pi}^{\uparrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right) = A_{c_2} F_{c_2}^{\downarrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right) \\
 & \quad (j = 1, 2, \dots, n_{c_2}); \\
 & F_{\Pi}^{\uparrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right) - \sum_{i=1}^{n_{c_1}} \frac{A_{\Pi}}{2} B_{ki}^{(5)} F_{c_1}^{\uparrow} \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right) - \\
 & - \sum_{j=1}^{n_{c_2}} \frac{A_{\Pi}}{2} B_{kj}^{(6)} F_{c_2}^{\uparrow} \left( z_2^{j+\frac{1}{2}} \right) = A_{\Pi} F_{\Pi}^{\downarrow} \left( l^{k+\frac{1}{2}} \right) \\
 & \quad (k = 1, 2, \dots, n_{\Pi}). \tag{36}
 \end{aligned}$$

Здесь

$$\begin{aligned}
 B_{ij}^{(1)} &= \left| \frac{z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^{j+1}}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^{j+1} \right)^2}} - \frac{z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^j}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^{i+\frac{1}{2}} - z_2^j \right)^2}} \right|; \\
 B_{ik}^{(2)} &= \left| \frac{1}{\sqrt{\left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right)^2 + (lk+1)^2}} - \frac{1}{\sqrt{\left( z_1^{i+\frac{1}{2}} \right)^2 + (lk)^2}} \right| z_1^{i+\frac{1}{2}}; \\
 B_{ji}^{(3)} &= \left| \frac{z_1^{i+1} - z_2^{j+\frac{1}{2}}}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^{i+1} - z_2^{j+\frac{1}{2}} \right)^2}} - \frac{z_1^i - z_2^{j+\frac{1}{2}}}{\sqrt{L^2 + \left( z_1^i - z_2^{j+\frac{1}{2}} \right)^2}} \right|;
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 B_{jk}^{(4)} &= \left| \frac{1}{\sqrt{\left(z_2^{j+\frac{1}{2}}\right)^2 + (L - l^{k+1})^2}} - \frac{1}{\sqrt{\left(z_2^{j+\frac{1}{2}}\right)^2 + (L - l^k)^2}} \right| z_2^{j+\frac{1}{2}}; \\
 B_{ki}^{(5)} &= \left| \frac{1}{\sqrt{\left(z_1^{i+1}\right)^2 + \left(l^{k+\frac{1}{2}}\right)^2}} - \frac{1}{\sqrt{\left(z_1^i\right)^2 + \left(l^{k+\frac{1}{2}}\right)^2}} \right| l^{k+\frac{1}{2}}; \\
 B_{kj}^{(6)} &= \left| \frac{1}{\sqrt{\left(z_2^{j+1}\right)^2 + \left(L - l^{k+\frac{1}{2}}\right)^2}} - \frac{1}{\sqrt{\left(z_2^j\right)^2 + \left(L - l^{k+\frac{1}{2}}\right)^2}} \right| \left(L - l^{k+\frac{1}{2}}\right).
 \end{aligned}
 \tag{37}$$

Множители  $B$  характеризуют долю радиации, отраженной с элементарной полоски одного элемента застройки на соответствующую полоску другого элемента.

Решение системы (36) дает распределение потоков отраженной радиации, которые связаны с потоками падающей радиации элементарными формулами

$$\begin{aligned}
 F_{c_1}^{\uparrow}(z) &= A_{c_1} F_{c_1}^{\downarrow}(z); \\
 F_{c_2}^{\uparrow}(z) &= A_{c_2} F_{c_2}^{\downarrow}(z); \\
 F_{\Pi}^{\uparrow}(l) &= A_{\Pi} F_{\Pi}^{\downarrow}(l).
 \end{aligned}
 \tag{38}$$

Поскольку система (36) является линейной, она может быть использована как для нахождения потоков излучения для конкретных моментов времени, так и для определения осредненных за различные интервалы времени сумм радиации, например, для определения сумм за сутки или месяц или средних многолетних сумм радиации. Это является даже предпочтительным, поскольку при значительном осреднении во времени можно воспользоваться гораздо более надежными исходными данными, а предположения об изотропности применительно к осредненным данным являются более оправданными.

Разумеется, для таких расчетов необходимо предварительное осреднение поступающих с неба потоков прямой и рассеянной радиации  $F_{c_1}^{\downarrow}$ ,  $F_{c_2}^{\downarrow}$ ,  $F_{\Pi}^{\downarrow}$  (см. формулы (32)). Программа, реализующая суммирование потоков прямой радиации на различные элементы застройки с учетом геометрических параметров и ориентации улицы, суточного хода Солнца в данном пункте и средних многолетних часовых сумм радиации на перпендикулярную поверхность по данным «Справочника по климату СССР» [5], описана в работе [4]. Использование результатов расчета по этой программе в качестве исходных данных (вектор правых частей) в системе (36) позволяет вычислять средние многолетние суммы за сутки поступающей на различные элементы застройки суммарной радиации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштат Б. А. О поступлении потоков рассеянной радиации на вертикальные и горизонтальные поверхности в условиях городской застройки. — «Тр. САНИГМИ», 1965, вып. 22(37), с. 42—50.
2. Каган Р. Л., Клягина Л. П. К методике расчета потоков коротковолновой радиации на отдельно стоящее здание. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 38, с. 104—118.
3. Кастров В. Г. Об отражении радиации городом. — «Метеорология и гидрология», 1940, № 4., с. 3—10.
4. Клягина Л. П. О расчете сумм прямой радиации, поступающей на стены зданий в условиях городской застройки. См. наст. сб., с. 00.
5. Справочник по климату СССР. Ч. I, вып. 26. Л., Гидрометеиздат, 1966.
6. Kaempfert W. Zur Frage der Bessonping enger Straßen.—,Met. Rundschau', 1949, Bd 2, N 7/8, S. 222—227.

## О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИБЛИЖЕННОГО РАСЧЕТА ПОТОКОВ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ НА ЭЛЕМЕНТЫ ГОРОДСКОЙ ЗАСТРОЙКИ

В статье авторов [3] предложен алгоритм расчета потоков коротковолновой радиации на стены зданий и на улицу в условиях городской застройки при определенной стилизации этих условий. Этот алгоритм реализован на ЭВМ М-220. В программе предусмотрена вариация в широком диапазоне как геометрических (высота зданий, ширина и ориентация улицы), так и астрономических (широта местности, склонение солнца) и оптических (значения альbedo подстилающей поверхности и стен зданий) параметров. Поскольку точность, с которой приближенное решение аппроксимирует точное решение, может зависеть от числа участков  $n$ , на которые делятся элементы застройки, в программе предусмотрена возможность выделения на каждой из стен и на подстилающей поверхности до 20 элементарных полосок; соответственно задача сводится к решению систем линейных алгебраических уравнений до 60-го порядка включительно.

Анализ результатов, полученных для различных географических условий и условий застройки, явится предметом отдельной статьи. Мы рассмотрим лишь некоторые результаты, представляющие интерес с точки зрения выяснения возможностей описанной методики.

Ограничимся рассмотрением практически наиболее часто встречающейся одинаковой застройки улицы с обеих сторон, для которой высота и альbedo зданий с левой и правой стороны улицы одинаковы<sup>1</sup>:  $Z_1=Z_2=Z$ ;  $A_{c_1}=A_{c_2}=A_c$ .

Рассмотрим сначала случай отсутствия прямой солнечной радиации, что соответствует реально встречающейся при облачном небе ситуации. Очевидно, при принятых предположениях потоки радиации на стены зданий с правой и с левой стороны улицы одинаковы и достаточно рассматривать лишь одну сторону.

<sup>1</sup> Здесь и далее используются обозначения, введенные в предыдущей статье [3].

Таблица 1

Средние потоки рассеянной радиации на стену (в долях от рассеянной радиации неба) при различных значениях альbedo стен и подстилающей поверхности. (Прямая радиация отсутствует)

$A_c$	$A_{\Pi}$						
	0,0	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0
$L=0,5Z$							
0,0	0,19	0,20	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24
0,1	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,25
0,3	0,23	0,24	0,25	0,27	0,28	0,29	0,30
0,5	0,27	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,37
0,7	0,33	0,35	0,37	0,40	0,44	0,47	0,49
0,9	0,43	0,45	0,50	0,55	0,62	0,70	0,74
1,0	0,50	0,53	0,59	0,68	0,78	0,92	1,00
$L=Z$							
0,0	0,29	0,30	0,33	0,35	0,38	0,40	0,41
0,1	0,31	0,32	0,34	0,37	0,40	0,43	0,44
0,3	0,33	0,35	0,38	0,41	0,45	0,48	0,50
0,5	0,37	0,39	0,43	0,47	0,51	0,56	0,58
0,7	0,41	0,44	0,49	0,54	0,60	0,66	0,70
0,9	0,47	0,50	0,56	0,64	0,72	0,82	0,87
1,0	0,50	0,54	0,61	0,70	0,81	0,93	1,00
$L=2,5Z$							
0,0	0,40	0,43	0,48	0,54	0,59	0,64	0,67
0,1	0,41	0,44	0,49	0,55	0,61	0,66	0,69
0,3	0,43	0,46	0,52	0,58	0,64	0,71	0,74
0,5	0,45	0,48	0,55	0,62	0,69	0,76	0,80
0,7	0,47	0,50	0,58	0,66	0,74	0,82	0,87
0,9	0,49	0,53	0,61	0,70	0,80	0,90	0,95
1,0	0,50	0,54	0,63	0,73	0,83	0,94	1,00
$L=\infty$							
0,0	0,50	0,54	0,62	0,69	0,77	0,85	0,89
0,1	0,50	0,54	0,62	0,70	0,78	0,86	0,90
0,3	0,50	0,54	0,62	0,71	0,79	0,88	0,92
0,5	0,50	0,54	0,63	0,71	0,80	0,89	0,94
0,7	0,50	0,54	0,63	0,72	0,82	0,91	0,96
0,9	0,50	0,54	0,64	0,73	0,83	0,93	0,99
1,0	0,50	0,54	0,64	0,73	0,84	0,94	1,00

При решении задачи получаются как распределение потоков по высоте стен и по ширине дороги, так и осредненные по этим элементам застройки величины. Зависимость осредненных по высоте стены потоков от отражательной способности и подстилающей поверхности представлена в табл. 1.

Эти данные приводятся лишь для некоторых соотношений ширины улицы  $L$  и высоты зданий  $Z$ , поскольку, как нетрудно видеть из формул (29) — (32) статьи [3], значения потоков зависят не от абсолютных величин этих параметров, а от их отношения.

Таблица 2

Средние потоки рассеянной радиации на дорогу (в долях от рассеянной радиации неба) при различных значениях альбедо стен и подстилающей поверхности. (Прямая радиация отсутствует)

$A_c$	$A_{\Pi}$						
	0,0	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0
$L=0,5 Z$							
0,0	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24
0,1	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
0,3	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29
0,5	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34	0,36	0,36
0,7	0,37	0,38	0,40	0,42	0,44	0,47	0,48
0,9	0,47	0,48	0,52	0,57	0,62	0,69	0,73
1,0	0,54	0,57	0,63	0,70	0,80	0,92	1,00
$L=Z$							
0,0	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41
0,1	0,43	0,43	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44
0,3	0,47	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50	0,50
0,5	0,51	0,52	0,53	0,54	0,56	0,57	0,58
0,7	0,57	0,58	0,60	0,63	0,65	0,68	0,70
0,9	0,64	0,66	0,70	0,74	0,79	0,84	0,87
1,0	0,69	0,71	0,76	0,81	0,88	0,96	1,00
$L=2,5 Z$							
0,0	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68
0,1	0,69	0,69	0,69	0,70	0,70	0,70	0,70
0,3	0,72	0,72	0,73	0,73	0,74	0,75	0,75
0,5	0,75	0,75	0,77	0,78	0,79	0,80	0,81
0,7	0,78	0,79	0,81	0,83	0,84	0,86	0,87
0,9	0,82	0,83	0,85	0,88	0,91	0,94	0,95
1,0	0,84	0,85	0,88	0,91	0,94	0,98	1,00

Таблица 1 количественно иллюстрирует очевидные из качественных соображений зависимости. Из нее следует, в частности, что по мере увеличения относительной ширины улицы  $L/Z$  доля рассеянной радиации, попадающей на стены зданий, увеличивается. Так, в случае часто принимаемых при практических расчетах значениях  $A_c = A_n = 0,3$  она возрастает от 25% при  $L = 1/2 Z$  до 52% при  $L = 2,5 Z$ . Заметим, что в случае  $L = 2,5 Z$  поток рассеянной радиации, поступающий на стены зданий, уже довольно близок к потоку, поступающему на отдельно стоящее здание, т. е. для случая  $l = \infty$ . Соответствующие результаты также приводятся в табл. 1<sup>1</sup>.

С увеличением альbedo как стен, так и подстилающей поверхности потоки рассеянной радиации, естественно, увеличиваются. При этом для узких улиц наиболее существенно сказывается увеличение отражательной способности противоположной стены. Для широкой улицы решающую роль играет отражательная способность подстилающей поверхности.

Следует подчеркнуть, что вариация значений альbedo в табл. 1 в столь широких пределах носит несколько условный характер. В реальных условиях их возможные изменения гораздо меньше. Нам представляется, однако, полезным рассмотреть и крайние возможные пределы этих вариаций, в первую очередь из соображений методического характера, а также для оценки возможных изменений потоков радиации в крайних условиях.

Аналогичные данные для осредненных по всей ширине дороги потоков рассеянной радиации приводятся в табл. 2. Из таблицы видно, что с увеличением ширины дороги потоки рассеянной радиации на нее также увеличиваются. Однако в этом случае при соотношении  $L/Z = 2,5$  поступающие на подстилающую поверхность потоки еще довольно далеки от потоков для случая отдельно стоящего здания (средний поток на бесконечную дорогу должен быть равен потоку рассеянной радиации с неба). Так, при  $A_c = A_n = 0,3$  они составляют лишь 73% этих потоков, в то время как на стены зданий в этом случае поступает 84% сумм радиации, падающей на стены открыто стоящего здания.

Для рассеянной радиации, поступающей на улицу при любой ее ширине, наибольшее влияние на величину потоков оказывает отражательная поверхность стен здания.

При оценке средних потоков возникает вопрос о возможности описания их приближенными формулами, которые позволяли бы получить ориентировочные значения их без громоздких выкладок

---

<sup>1</sup> Теоретически потоки для случая отдельно стоящего здания могли бы быть получены путем подстановки в общие формулы значения  $L = \infty$ . При практической реализации их на ЭВМ такая подстановка оказывается невозможной (поскольку невозможно разделить бесконечную ширину улицы на конечное число участков конечной длины). Поэтому для отдельно стоящего здания практические расчеты ведутся по несколько видоизмененному алгоритму, подробно описанному в [2].

на ЭВМ. Для случая отдельно стоящего здания такие аппроксимационные формулы были получены авторами в [2]. Для стилизации улицы с двумя рядами зданий представляет интерес рассмотрение первого приближения задачи, которое может быть получено, например, из системы (36) работы [3] при задании  $n_{c_1} = n_{c_2} = n_{\Pi} = 1$ , т. е. в предположении, что потоки радиации на каждую стену и на дорогу постоянны и равны их значению на середине соответствующего элемента. Более удобно для этой цели использовать уравнения (29) — (31) статьи [3], которые в предположении постоянства и равенства среднему значению потоков на каждом из элементов застройки имеют вид

$$\begin{aligned}
 F_{c_1}^{\downarrow}(z_1) &= F_{c_1\odot}(z_1) + \frac{F_{\Pi}}{2} \left[ 1 - \frac{Z_2 - z_1}{\sqrt{L^2 + (Z_2 - z_1)^2}} \right] + \\
 &+ A_{c_2} \frac{\bar{F}_{c_2}^{\downarrow}}{2} \left[ \frac{Z_2 - z_1}{\sqrt{L^2 + (Z_2 - z_1)^2}} + \frac{z_1}{\sqrt{L^2 + z_1^2}} \right] + \\
 &+ A_{\Pi} \frac{\bar{F}_{\Pi}^{\downarrow}}{2} \left[ 1 - \frac{z_1}{\sqrt{L^2 + z_1^2}} \right]; \\
 F_{c_2}^{\downarrow}(z_2) &= F_{c_2\odot}(z_2) + \frac{F_{\Pi}}{2} \left[ 1 - \frac{Z_1 - z_2}{\sqrt{L^2 + (Z_1 - z_2)^2}} \right] + \\
 &+ A_{c_1} \frac{\bar{F}_{c_1}^{\downarrow}}{2} \left[ \frac{Z_1 - z_2}{\sqrt{L^2 + (Z_1 - z_2)^2}} + \frac{z_2}{\sqrt{L^2 + z_2^2}} \right] + \\
 &+ A_{\Pi} \frac{\bar{F}_{\Pi}^{\downarrow}}{2} \left[ 1 - \frac{z_2}{\sqrt{L^2 + z_2^2}} \right]; \\
 F_{\Pi}^{\downarrow}(l) &= F_{\Pi\odot}(l) + \frac{F_{\Pi}}{2} \left[ \frac{l}{\sqrt{Z_1^2 + l^2}} + \frac{L - l}{\sqrt{Z_2^2 + (L - l)^2}} \right] + \\
 &+ A_{c_1} \frac{\bar{F}_{c_1}^{\downarrow}}{2} \left[ 1 - \frac{l}{\sqrt{l^2 + Z_1^2}} \right] + A_{c_2} \frac{\bar{F}_{c_2}^{\downarrow}}{2} \left[ 1 - \frac{L - l}{\sqrt{(L - l)^2 + Z_2^2}} \right], \quad (1)
 \end{aligned}$$

где  $F_{c_1\odot}$ ,  $F_{c_2\odot}$  и  $F_{\Pi\odot}$  — потоки прямой радиации, которые в соответствии со сказанным ранее полагаем известными.

Полагая

$$\bar{F}_{c_1}^{\downarrow} = \frac{1}{Z_1} \int_0^{Z_1} F_{c_1}^{\downarrow}(z_1) dz_1,$$

$$\bar{F}_{c_2}^{\downarrow} = \frac{1}{Z_2} \int_0^{Z_2} F_{c_2}^{\downarrow}(z_2) dz_2,$$



$$\bar{F}_n^\downarrow = \frac{1}{L} \int_0^L F_n^\downarrow(l) dl, \quad (2)$$

после интегрирования уравнения (1), имеем

$$\begin{aligned} \bar{F}_{c_1}^\downarrow &= \bar{F}_{c_1\ominus} + \frac{F_n}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_2^2} - \sqrt{L^2 + (Z_2 - Z_1)^2}}{Z_1} \right] + \\ &+ A_{c_2} \frac{\bar{F}_{c_2}^\downarrow}{2} \left[ \frac{\sqrt{L^2 + Z_2^2} - \sqrt{L^2 + (Z_2 - Z_1)^2} + \sqrt{L^2 + Z_1^2} - L}{Z_1} \right] + \\ &\quad + A_n \frac{\bar{F}_n^\downarrow}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_1^2} - L}{Z_1} \right]; \\ \bar{F}_{c_2}^\downarrow &= \bar{F}_{c_2\ominus} + \frac{F_n}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_1^2} - \sqrt{L^2 + (Z_1 - Z_2)^2}}{Z_2} \right] + \\ &+ A_{c_1} \frac{\bar{F}_{c_1}^\downarrow}{2} \left[ \frac{\sqrt{L^2 + Z_1^2} - \sqrt{L^2 + (Z_1 - Z_2)^2} + \sqrt{L^2 + Z_2^2} - L}{Z_2} \right] + \\ &\quad + A_n \frac{\bar{F}_n^\downarrow}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_2^2} - L}{Z_2} \right]; \\ \bar{F}_n^\downarrow &= \bar{F}_{n\ominus} + \frac{F_n}{2} \left[ \frac{\sqrt{L^2 + Z_1^2} - Z_1 + \sqrt{L^2 + Z_2^2} - Z_2}{L} \right] + \\ &+ A_{c_1} \frac{\bar{F}_{c_1}^\downarrow}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_1^2} - Z_1}{L} \right] + A_{c_2} \frac{\bar{F}_{c_2}^\downarrow}{2} \left[ 1 - \frac{\sqrt{L^2 + Z_2^2} - Z_2}{L} \right]. \quad (3) \end{aligned}$$

Приведенные здесь выражения для отдельных членов уравнений (1) и (3) были получены и проанализированы в работе Б. А. Айзенштата [1]. Уравнения (3) представляют систему трех алгебраических уравнений, решение которой дает формулы для определения в первом приближении средних потоков радиации. Эти формулы для общего случая являются довольно громоздкими. Мы приведем лишь формулы для рассмотренного выше случая одинаковой застройки обеих сторон улицы:

$$\begin{aligned} \bar{F}_{c_1}^\downarrow &= \frac{1 + [1 - 2m \varphi(m)] A_n}{\chi(m, A_c, A_n)} F_n + \frac{\varphi(m) A_n}{\chi(m, A_c, A_n)} \bar{F}_{n\ominus} + \\ &+ \frac{[1 - m \varphi^2(m) A_c A_n] \bar{F}_{c_1\ominus} + [1 - 2\varphi(m) + m \varphi^2(m) A_n] A_c \bar{F}_{c_2\ominus}}{\beta(m, A_c) \chi(m, A_c, A_n)}; \\ \bar{F}_{c_2}^\downarrow &= \frac{1 + [1 - 2m \varphi(m)] A_n}{\chi(m, A_c, A_n)} F_n + \frac{\varphi(m) A_n}{\chi(m, A_c, A_n)} \bar{F}_{n\ominus} + \\ &+ \frac{[1 - m \varphi^2(m) A_c A_n] \bar{F}_{c_2\ominus} + [1 - 2\varphi(m) + m \varphi^2(m) A_n] A_c \bar{F}_{c_1\ominus}}{\beta(m, A_c) \chi(m, A_c, A_n)}; \end{aligned}$$

$$\bar{F}_{\Pi}^{\downarrow} = \frac{1 - 2m\varphi(m)}{\chi(m, A_c, A_{\Pi})} F_{\Pi} + \frac{1 - [1 - 2\varphi(m)]A_{\Pi}}{\chi(m, A_c, A_{\Pi})} \bar{F}_{\Pi\odot} + \frac{m\varphi(m)A_c}{\chi(m, A_c, A_{\Pi})} (\bar{F}_{c_1\odot} + \bar{F}_{c_2\odot}). \quad (4)$$

Здесь

$$m = \frac{L}{Z};$$

$$\varphi(m) = \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{\sqrt{1+m^2-1}}{m} \right);$$

$$\beta(m, A_c) = 1 + [1 - 2\varphi(m)]A_c;$$

$$\chi(m, A_c, A_{\Pi}) = 1 - [1 - 2\varphi(m)]A_c - 2m\varphi^2(m)A_cA_{\Pi}. \quad (5)$$

В табл. 3 приводятся полученные по этим формулам значения потоков радиации для случая отсутствия прямой радиации  $\bar{F}_{\Pi\odot} = F_{c_1\odot} = F_{c_2\odot} = 0$  при  $A_c = A_{\Pi}$ . Сравнение с точными значениями потоков (они также приводятся в табл. 3) показывает, что для ши

Таблица

Средние потоки рассеянной радиации на стены и на дорогу (в долях от рассеянной радиации неба) при различных значениях альбеда  $A_c = A_{\Pi} = A$ . Прямая радиация отсутствует

A	Точное решение			Приближенное решение		
	L=0,5 Z	L=Z	L=2,5 Z	L=0,5 Z	L=Z	L=2,5 Z
Потоки на стену						
0	0,19	0,29	0,40	0,19	0,29	0,40
0,1	0,21	0,32	0,44	0,21	0,32	0,44
0,3	0,25	0,38	0,52	0,26	0,38	0,52
0,5	0,32	0,47	0,62	0,33	0,47	0,62
0,7	0,44	0,60	0,74	0,45	0,60	0,74
0,9	0,70	0,82	0,90	0,71	0,82	0,90
1,0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Потоки на дорогу						
0	0,24	0,41	0,68	0,24	0,41	0,68
0,1	0,25	0,43	0,69	0,25	0,43	0,69
0,3	0,28	0,48	0,73	0,29	0,48	0,73
0,5	0,33	0,54	0,78	0,36	0,55	0,78
0,7	0,44	0,65	0,84	0,48	0,66	0,84
0,9	0,69	0,84	0,94	0,72	0,85	0,94
1,0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

оких улиц ( $L > Z$ ) различия практически отсутствуют. Для узких улиц приближенные формулы (4) дают завышенные значения потоков. Это завышение связано с предположением о равномерности потока радиации вдоль стены. В действительности на верхнюю часть стен падают большие потоки, чем на нижнюю, соответственно при отражении от них в направлении открытого неба отражается большая доля радиации, а в сторону противоположной тени и дороги — меньшая. Завышение это оказывается наибольшим при значениях альbedo  $A$  порядка 0,5—0,7, однако и в этом случае оно составляет лишь несколько процентов для потоков на

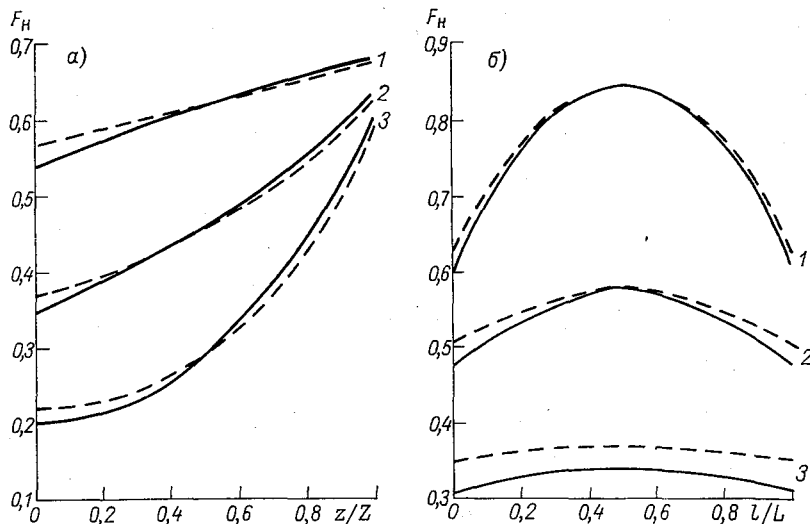


Рис. 1. Распределение потока радиации по высоте стены (а) и по ширине улицы (б) при отсутствии прямой радиации,  $A_c = A_n = 0,5$ .  
1)  $L = 2,5 Z$ ; 2)  $L = Z$ ; 3)  $L = 0,5 Z$ .

стену и около 10% для потоков на дорогу. Учитывая условность принятых предположений можно считать, что приближенные формулы (4) обеспечивают практически достаточную точность определения средних потоков при отсутствии прямой радиации.

Подстановка полученных таким образом значений средних потоков в формулы (1) позволяет с достаточной точностью описать и распределение потоков радиации по высоте стен и по ширине улицы. Это хорошо видно на рис. 1, где приводится распределение потоков, полученных в результате точного решения задачи (сплошные линии) и по приближенным формулам (1) и (4) (штриховые линии). Этот рисунок относится к случаю  $A_c = A_n = 0,5$ , для которого расхождение точного и приближенного решений является наибольшим.

Формулы (1) и (4) позволяют рассчитывать в первом приближении и потоки суммарной радиации, однако естественно заранее

ожидать, что для не очень широких улиц они будут хуже описывать точное решение, чем при отсутствии прямой радиации. Это связано с эффектом затенения, вследствие которого прямая радиация поступает лишь на часть стены, что делает менее оправданной замену истинного распределения прямой радиации по высоте стены ее средним значением. Тем не менее и при оценке средних значений потоков суммарной радиации использование формул первого приближения оказывается во многих случаях оправданным

Таблица 4  
Средние потоки прямой радиации (кал/(см<sup>2</sup>·сут))  
для различных условий застройки. Владивосток  
(Сад-Город), февраль, ориентация улицы  
зональная.  $F_H=106$  кал/(см<sup>2</sup>·сут)

$\frac{L}{Z}$	$\overline{F}_{c_1 \odot}^{\downarrow}$	$\overline{F}_{c_2 \ominus}^{\downarrow}$	$\overline{F}_H^{\downarrow}$
0,5	88	0	0
1	177	0	0
2,5	289	0	62

В качестве примера рассмотрим оценки средних значений потоков коротковолновой радиации за сутки на стену и на дорогу при ориентации улицы с запада на восток. При этом используем представленные в табл. 4 средние значения потоков прямой радиации, поступающей на стены зданий и на дорогу, рассчитанные для ст. Владивосток [4]. В этом случае  $F_{c_1}$  относится к стене южной, а  $F_{c_2}$  — к стене северной ориентации.

В табл. 5 приводятся точные и приближенные значения осредненных по стене и ширине дороги потоков радиации для различных значений альбедо  $A_c=A_H=A$  с использованием данных табл. 4. Из этой таблицы следует, что для не очень узких улиц использование приближенных формул (4) дает удовлетворительные результаты при расчете средних потоков суммарной радиации как на стены, так и на дорогу. Для узких улиц использование первого приближения дает заметное завышение потоков на стены и особенно на дорогу (для случая  $L=0,5Z$  оно при  $A \geq 0,2$  превышает 20—30%). Это завышение связано с предположением о постоянстве потоков прямой радиации по высоте стены, которое для узких улиц заведомо не выполняется.

Для широких улиц наряду с завышением потоков на стены северной ориентации отмечается занижение потоков на стены южной ориентации. Это связано с тем, что в этом случае имеет место поступление прямой радиации и на дорогу вблизи стен южной ориентации. При большой отражательной способности дороги это значительно увеличивает потоки на стену южной ориентации. При

Таблица 5

Средние потоки суммарной и рассеянной радиации (кал/(см<sup>2</sup>·сут)) на стены и на дорогу при различных значениях альbedo  $A_c = A_n = A$ . Владивосток, февраль, ориентация улицы зональная

A	Точное решение			Приближенное решение		
	L=0,5 Z	L=Z	L=2,5 Z	L=0,5 Z	L=Z	L=2,5 Z
Стены южной ориентации						
0	108/20	208/31	332/43	108/20	208/31	332/43
0,1	110/22	211/34	341/52	110/22	211/34	338/49
0,3	118/30	222/45	362/73	119/31	222/45	355/66
0,5	132/44	240/63	390/101	135/47	241/64	377/88
0,7	159/71	271/94	428/139	166/78	274/97	408/119
0,9	222/134	327/150	478/189	238/150	333/156	450/161
1,0	296/208	375/198	511/222	319/231	382/205	478/189
Дорога						
0	25	44	134/72	25	44	134/72
0,1	28	50	140/78	30	51	140/78
0,3	35	65	155/93	44	69	155/93
0,5	48	86	174/112	64	93	173/111
0,7	73	118	198/136	98	128	197/135
0,9	133	172	231/169	169	185	229/167
1,0	208	216	252/190	248	231	249/187
Стены северной ориентации						
0	20	31	43	20	31	43
0,1	27	41	53	28	41	55
0,3	43	65	76	45	65	82
0,5	64	94	105	68	95	114
0,7	96	135	140	105	137	154
0,9	103	200	188	181	204	204
1,0	240	252	218	265	257	235

Примечание. Для стен южной ориентации и для дороги в знаменателеаны потоки рассеянной радиации.

риближенных расчетах прямая радиация считается распределенной по всей ширине дороги, так что влияние дороги на стену южной ориентации оказывается преуменьшенным.

Особенно заметны различия между приближенным и точным решением при рассмотрении потоков рассеянной радиации. В этом случае для стен южной ориентации расхождения могут превышать 10% как для узких, так и для широких улиц.

При рассмотрении распределения потоков радиации по высоте стены и по ширине улицы расхождения между приближенными и точными значениями потоков оказываются большими. Это хорошо видно на рис. 2, на котором приводятся такие распределения

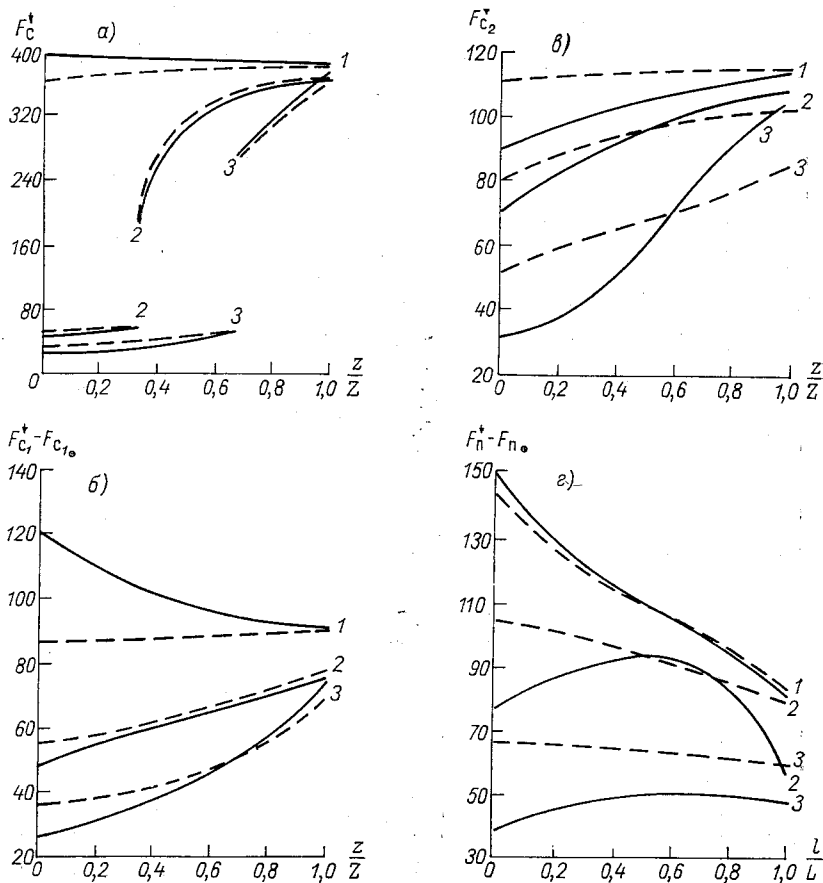


Рис. 2. Распределение потоков коротковолновой радиации (кал/(см<sup>2</sup>·сут)) при  $A_c = A_n = 0,5$ .

Владивосток, февраль, ориентация улицы зональная.

*a* — суммарная радиация на стену южной ориентации, *б* — рассеянная радиация на стену южной ориентации, *в* — рассеянная радиация на стену северной ориентации, *г* — рассеянная радиация на дорогу (расстояние  $l$  отсчитывается от стены южной ориентации, т. е. с севера на юг); 1)  $L = 2,5 Z$ ; 2)  $L = Z$ ; 3)  $L = 0,5 Z$ . Сплошная линия соответствует точному решению, штриховая — приближенному.

для случая  $A_c = A_n = 0,5$ . Использование формул первого приближения (1) не только количественно изменяет значения потоков но и вносит искажения в характер их распределения. При этом существенно, что для разных условий застройки наибольшему искажению подвергаются значения различных потоков.

Так, для узких улиц ( $L=0,5Z$ ) приближенное решение сильно вышает (до 60%) потоки радиации на нижнюю часть стен северной ориентации и занижает (до 15%) потоки на верхнюю часть их стен. Для дороги наряду с общим завышением приближенного решения существенно, что оно дает монотонное уменьшение потоков с севера на юг, в то время как точное решение дает рост потоков радиации для большей части улицы.

Для улицы средней ширины ( $L=Z$ ) отмечается резкое различие между приближенными и точными значениями потоков рассеянной радиации на участки дороги вблизи стен.

Для широкой улицы ( $L=2,5Z$ ) потоки рассеянной радиации а стену южной ориентации в первом приближении монотонно астаут с высотой, в то время как в действительности имеет место убывание с высотой.

Заметим также, что, в отличие от представленного на рис. 1 лучшая отсутствия прямой радиации, ошибки первого приближения при расчете распределения потоков радиации не являются максимальными при  $A=0,5$ . При дальнейшем росте альbedo они увеличиваются.

Учитывая сказанное, можно прийти к выводу, что при наличии прямой радиации расчет распределения потоков по формулам (1) целесообразно производить лишь при малых альbedo. При значениях альbedo  $A > 0,3$  использование этих формул нежелательно, особенно для узких или очень широких улиц.

Нами был подробно рассмотрен случай, когда поступающая неба радиация является изотропной, а отражение радиации от тен и от дороги подчиняется закону Ламберта. Эти допущения, вообще говоря, не являются справедливыми. Учет фактической низотропии рассеянной радиации неба и реальных оптических свойств отражающих поверхностей не представлял бы принципиальных трудностей и был бы связан лишь с увеличением трудоемкости расчетов. Основная трудность связана с практическим отсутствием надежных данных об этих свойствах, в связи с чем реализация расчетов для анизотропного случая представляется настоящим временем преждевременной.

Существенным является, по-видимому, полученный нами вывод о том, что достаточно точное решение задачи может быть получено без большой пространственной детализации ее. Уже первое приближение, в котором используется среднее значение для всей стены, дает хорошие результаты при отсутствии прямой радиации. При наличии прямой радиации эти результаты оказываются хуже, однако и в этом случае большая детальность не требуется и вполне можно ограничиться заданием  $n=3$  или  $n=5$ . Можно предположить, что этот вывод должен быть справедливым и для общего анизотропного случая. В равной мере его следует иметь в виду и в случае отказа от рассмотренной стилизации улицы, и при рассмотрении потоков радиации в реальных условиях застройки.

В рамках рассмотренного изотропного приближения представляется возможным использование формул типа (1) и (4) для оценки влияния разной окраски и разной высоты стен зданий с обеих сторон улицы на перераспределение потоков коротковолновой радиации. Не исключено, что учет этих факторов может оказаться существенным при планировании оптимальных условий городской застройки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштат Б. А. О поступлении потоков рассеянной радиации на вертикальные и горизонтальные поверхности в условиях городской застройки. — «Тр. САНИГМИ», 1965, вып. 22(37), с. 42—50.
2. Каган Р. Л., Клягина Л. П. К методике расчета потоков коротковолновой радиации на отдельно стоящее здание. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 338 с. 104—118.
3. Каган Р. Л., Клягина Л. П. О расчете потоков коротковолновой радиации в условиях городской застройки. — См. наст. сб., с. 61—75.
4. Клягина Л. П. К вопросу о нахождении сумм прямой радиации, поступающей на различно ориентированные вертикальные поверхности. — См. наст. сб., с. 89—100.



## ВОПРОСУ О НАХОЖДЕНИИ СУММ ПРЯМОЙ РАДИАЦИИ, ПОСТУПАЮЩЕЙ НА РАЗЛИЧНО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

1. Расчет сумм потоков прямой радиации состоит из двух этапов. На первом этапе определяются интервалы времени, в течение которых стены заданной ориентации освещаются солнцем. Сложность этого расчета состоит в необходимости учета возможного затенения стены другими зданиями, что требует выполнения довольно громоздких тригонометрических вычислений. Такого рода расчеты выполнил графически лишь для одного пункта Кемпферт [7, 8]. Б. А. Дунаев в работе [1] приводит данные по продолжительности солнечного освещения вертикальных поверхностей за четырех дней года на разных широтах при условии ясно неба. Выполнение подобных расчетов вручную в массовом порядке является затруднительным.

На втором этапе производится суммирование коротковолновой радиации, поступающей на стены зданий для периодов освещения солнцем. Такое суммирование для открыто стоящего здания проводилось, например, З. И. Пивоваровой [5] для большого количества пунктов Советского Союза при средних условиях облачности, а также А. И. Кругловой [4] при отсутствии облачности.

Применительно к реальным условиям городской застройки называется существенным выполнять суммирование потоков радиации с возможно более точным учетом хода радиации в течение суток. Такой учет также требует сравнительно громоздких вычислений. В связи с вышеуказанным представлялось целесообразным расчет как времени освещения стен соответствующих ориентаций, так и сумм прямой радиации выполнять на ЭВМ. Некоторые предварительные оценки возможности такого расчета были выполнены автором в работе [3]. В настоящей статье излагается уточненный по сравнению с [3] алгоритм. Уточнение состоит более корректном определении угла закрытости и в более детальном учете сумм радиации за неполные часы.

2. Принимаем условно улицу прямолинейной, бесконечно длин-



крытость горизонта в этом направлении для середины участка стены (этажа) номера  $i$ .

Очевидно, что при прохождении солнца через азимут  $\psi$ , оно будет освещать стену лишь в том случае, если высота его будет больше угла закрытости горизонта, т. е. моменты начала и окончания периода инсоляции определяются из уравнения

$$h_{\odot}(\psi) = h(\psi). \quad (4)$$

Как известно, высота и азимут солнца зависят от географической широты, времени года и времени суток. Они определяются формулами

$$\cos \psi_{\odot} = \frac{\sin h_{\odot} \sin \varphi - \sin \delta}{\cos h_{\odot} \cos \varphi}, \quad (5)$$

$$\sin h_{\odot} = \sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \theta, \quad (6)$$

где  $\delta$  — склонение солнца,  $\varphi$  — географическая широта,  $\theta$  — часовой угол, выраженный в единицах времени.

Условие (4) может быть записано в виде

$$\text{arctg}(m \cos \psi) = \arcsin(\sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \theta). \quad (7)$$

Решая уравнение (7), определяем моменты начала и конца периодов, в течение которых стена освещается солнцем. При этом оказывается, что стена данной ориентации может в зависимости от

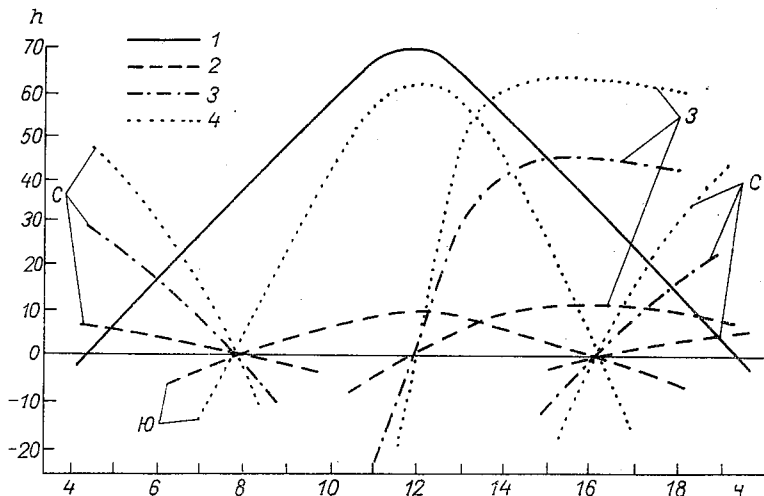


Рис. 2. Суточный ход  $h_{\odot}(\psi)$  и  $h(\psi)$  для стен различных ориентаций на широте  $43^{\circ}$  в июне.

1 —  $h_{\odot}(\psi)$ ; 2 —  $h(\psi)$  при  $m_0 = 0,2$ ; 3 —  $h(\psi)$  при  $m_0 = 1,0$ ; 4 —  $h(\psi)$  при  $m_0 = 2,0$ .

сочетания геометрических и географических факторов освещаться солнцем как в течение одного непрерывного периода, так и в течение двух периодов времени. Для иллюстрации рассмотрим рис. 2, на котором приводится суточный ход высоты солнца для пункта, расположенного на широте  $43^\circ$  в июне, и углы закрытости горизонта  $h(\psi)$ , рассчитанные по формуле (2) для различно ориентированных стен зданий при трех значениях параметра  $m$  (0,2, 1,0, 2,0).

Из рисунка видно, что время инсоляции стен, ориентированных на север (С) складывается из двух периодов (утреннего и вечернего). Стены восточной (В) и западной (З) ориентации инсолируются в течение только одного периода соответственно до 12 ч и после 12 ч истинного солнечного времени. Общее время инсоляции для стен любой ориентации убывает с увеличением параметра  $m_0$ , хотя для приведенного примера стены южной ориентации инсолируются полностью в течение одного периода даже при условии  $m_0=2,0$ . При  $m_0>2,5$  в июне на этой широте время инсоляции южной стены (Ю), как будет показано ниже, состоит из двух периодов, причем участки стены не освещаются солнцем в околополуденные часы.

В табл. 1 для пункта, находящегося на широте  $43^\circ$ , представлены для середины каждого месяца моменты астрономического восхода ( $t_1$ ) и захода ( $t_2$ ) солнца, моменты начала и конца инсоляции стены южной ориентации как для случая открыто стоящего здания ( $m_0=0$ ), так и для различных значений параметра  $m_0$ , который характеризует плотность городской застройки. Здесь  $\tau_1$  и  $\tau_3$  — соответственно начало освещения первого и второго периодов, а  $\tau_2$  и  $\tau_4$  — конец освещения соответствующих периодов. В тех случаях, когда имеет место один период освещения, начало и конец его обозначались  $\tau_1$  и  $\tau_4$  соответственно. Необходимо отметить, что с октября по март для данной ориентации астрономический восход и заход совпадают соответственно с моментами начала и конца освещения открыто стоящего здания, а в остальные месяцы такого совпадения не наблюдается.

Городская застройка особенно сильно влияет на время освещения стены. Так, например, в январе для случая  $m_0=0,4$ , что соответствует относительно редкой застройке (ширина улицы  $L$  в 2,5 раза превышает высоту здания  $Z$ ), стена южной ориентации вместо 7,3 ч (условие открыто стоящего здания) начинает освещаться в 9,8 ч, а заканчивается инсоляция соответственно в 14,2 ч вместо 16,7 ч. Дальнейшее увеличение плотности застройки приводит к тому, что определенные участки стены даже южной ориентации в январе не будут освещаться. Характерно, что с апреля по сентябрь при соответствующих значениях параметра  $m_0$  солнце над стеной южной ориентации появляется дважды, утром и вечером, не инсолируя участки стены в околополуденное время. Так, например, в сентябре при  $m_0=1,6$  стена освещается утром с 6,2 до 7,2 ч и вечером с 16,8 до 17,8 ч. При  $m_0\geq 3,0$  солнце над стеной появляется с апреля по сентябрь утром и вечером, увеличивая период облучения к июню.

Таблица 1

Время освещения (часы) стены южной ориентации на широте 43° для различных вариантов застройки

$m_0$	$\tau$	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	Восход $t_1$	7,3	6,8	6,1	5,3	4,7	4,3	4,5	5,0	5,7	6,4	7,1	7,5
	Заход $t_2$	16,7	17,2	17,9	18,7	19,3	19,7	19,5	19,0	18,3	17,6	16,9	16,5
0,4	$\tau_1$	7,3	6,8	6,1	16,7	7,4	7,8	7,7	7,1	6,2	6,4	7,1	7,5
	$\tau_4$	16,7	17,2	17,9	(10,6)	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	17,6	16,9	16,5
0,8	$\tau_1$	9,8	8,0	6,3	6,7	7,4	7,8	7,8	7,1	6,2	7,2	9,0	19,4
	$\tau_4$	14,2	16,0	17,7	17,3	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	16,8	15,0	13,6
1,2	$\tau_1$	(4,4)	(8,0)	(11,4)	(10,6)	(9,8)	(8,4)	(8,6)	(9,8)	(11,0)	(9,6)	(6,0)	(3,2)
	$\tau_4$	—	—	7,2	6,7	7,4	7,8	7,7	7,1	6,2	11,6	—	—
1,6	$\tau_1$	—	—	16,8	17,3	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	12,4	—	—
	$\tau_4$	—	—	(9,6)	(10,6)	(9,2)	(8,4)	(8,6)	(9,8)	(11,6)	(0,8)	—	—
2,0	$\tau_1$	—	—	—	6,7	7,4	7,8	7,7	7,1	6,2	—	—	—
	$\tau_2$	—	—	—	9,8	—	—	—	—	7,2	—	—	—
3,0	$\tau_3$	—	—	—	14,1	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	—	—	—
	$\tau_4$	—	—	—	(6,3)	(9,2)	(8,4)	(8,6)	(9,8)	(2,0)	—	—	—
2,0	$\tau_1$	—	—	—	6,7	7,4	7,8	7,7	7,1	6,2	—	—	—
	$\tau_2$	—	—	—	8,2	—	—	—	10,0	6,8	—	—	—
3,0	$\tau_3$	—	—	—	15,7	—	—	—	14,0	17,2	—	—	—
	$\tau_4$	—	—	—	17,3	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	—	—	—
3,0	$\tau_1$	—	—	—	(8,1)	(9,2)	(8,4)	(8,6)	(5,8)	(1,2)	—	—	—
	$\tau_2$	—	—	—	6,7	7,4	7,8	7,7	7,1	6,2	—	—	—
3,0	$\tau_3$	—	—	—	7,4	9,2	10,6	10,0	8,3	6,5	—	—	—
	$\tau_4$	—	—	—	14,8	14,8	13,4	14,0	15,7	17,5	—	—	—
3,0	$\tau_1$	—	—	—	16,6	16,6	16,2	16,3	16,9	17,8	—	—	—
	$\tau_4$	—	—	—	(1,4)	(3,6)	(5,6)	(4,6)	(2,4)	(0,6)	—	—	—

В табл. 1 в скобках приведено для стены этой же ориентации общее время возможной инсоляции в часах за сутки для различных месяцев года при изменении параметра  $m_0$  от 0 (открыто стоящее здание) до 3,0. Оказалось, во-первых, что для открыто стоящего здания даже для стен южной ориентации продолжительность облучения не достигает 12 ч. Максимальное время облучения приходится на месяцы, когда склонение солнца мало, т. е. ближе к дням равноденствия. Во-вторых, для каждого месяца года можно определить некоторое критическое значение  $m_0$ , с увеличением которого либо вообще не происходит освещения стены заданной ориентации (например, для января  $m_{кр}=0,4$ , а для марта  $m_{кр}=1,2$ ), либо время инсоляции резко сокращается. При этом с увеличением склонения солнца значение «критического» параметра будет увеличиваться. Так, например, если в апреле влияние закрытости горизонта начинает сказываться при  $m_0 \geq 1,4$ , то в июле при  $m_0 > 2,5$ .

3. Зная время инсоляции стены заданной ориентации или ее участка, можно определить средние многолетние значения поступающих на нее сумм прямой радиации. В качестве исходных данных для этой цели используются ежечасные суммы радиации на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность [6]. Эти суммы пересчитываются в суммы на вертикальную поверхность по формуле

$$S_v = S_{\perp} \cos(\psi_{\odot} - \psi_n) \cos h_{\odot}. \quad (8)$$

При суммировании представляет определенные трудности учет сумм радиации за неполные часы. При этом необходимо иметь в виду, что приводящиеся в «Справочнике по климату СССР» [6] суммы могут относиться к неполным часам при восходе и заходе солнца, в промежуточные часы они представляют собой суммы за полный час. Разумеется, учет этого факта при определении сумм радиации за сутки может производиться сравнительно грубо, так как доля неполных часов в общем дневном времени невелика и к тому же потоки радиации в периоды восхода и захода солнца малы. Что касается инсоляции стен зданий или их участков, то она, как это было показано выше, может происходить в течение небольших интервалов времени, так что неполные часы могут составить заметную долю общего времени инсоляции. Кроме того, эти неполные часы могут приходиться и на окологоризонтные часы, когда потоки радиации велики. Поэтому желателен более корректный учет хода радиации в течение неполных часов.

С этой целью при расчете сумм радиации за неполные часы предполагается, что ход потоков радиации может быть в среднем многолетнем приближенно описан параболической зависимостью

$$S(t) = A + Bt + Ct^2. \quad (9)$$

Здесь  $S(t)$  описывает ход потоков радиации внутри часовых ин-

тервалов,  $A$ ,  $B$ ,  $C$  представляют собой численные коэффициенты, которые находятся по данным о суммах радиации за ближайшие часы. Для определения этих коэффициентов использовалась методика, предложенная Р. Л. Каганом и Е. И. Федорченко [2] для оценки внутримесячного хода нормы по данным о месячных нормах. Некоторое отличие заключается в том, что в [2] во всех случаях использовались нормы за полные месяцы, в то время как нам необходимо было учесть наличие сумм за неполные часы.

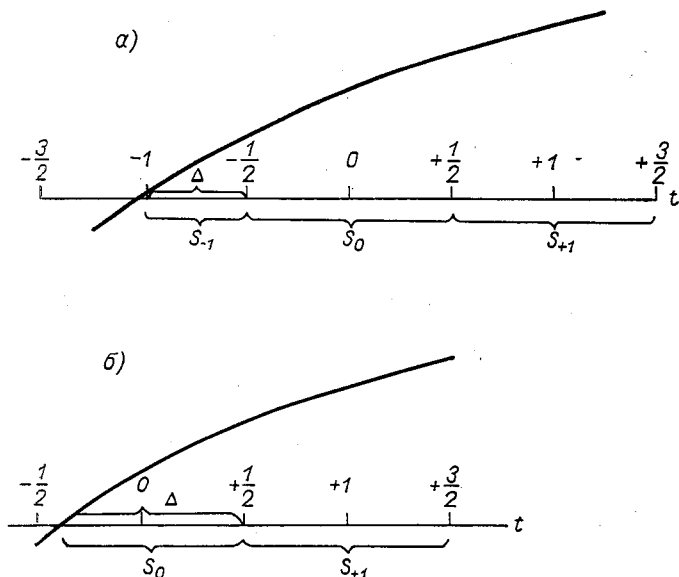


Рис. 3. К определению хода интенсивности радиации после восхода солнца.

$a$ — за первый полный час,  $b$ — за первый неполный час.

Поясним это на примере. Пусть нас интересует ход радиации в течение первого полного часа после восхода солнца. Удобно отсчитывать время от середины этого часа (рис. 3  $a$ ). Тогда для определения коэффициентов  $A$ ,  $B$ ,  $C$  мы располагаем суммами радиации  $S_0$  за этот полный час (от  $t = -\frac{1}{2}$  до  $t = \frac{1}{2}$ ), суммой радиации  $S_{+1}$  за следующий полный час (от  $t = \frac{1}{2}$ ) и суммой радиации  $S_{-1}$  за предыдущий неполный час (от  $t = -\frac{1}{2} - \Delta$  до  $t = -\frac{1}{2}$ ).

Очевидно, что

$$\begin{aligned}
 S_{-1} &= \int_{-\frac{1}{2}-\Delta}^{-\frac{1}{2}} S(t) dt = \int_{-\frac{1}{2}-\Delta}^{-\frac{1}{2}} (A + Bt + Ct^2) dt = \\
 &= A\Delta - \frac{1}{2} B\Delta(1 + \Delta) + \frac{C}{3} \Delta \left( \frac{3}{4} + \frac{3}{2} \Delta + \Delta^2 \right); \\
 S_0 &= \int_{-\frac{1}{2}}^{\frac{1}{2}} S(t) dt = A + \frac{1}{12} C; \\
 S_{+1} &= \int_{\frac{1}{2}}^{\frac{3}{2}} S(t) dt = A + B + \frac{13}{12} C. \tag{10}
 \end{aligned}$$

Решая эту систему относительно коэффициентов  $A$ ,  $B$  и  $C$ , получаем

$$\begin{aligned}
 A &= S_0 - \frac{1}{12} C; \\
 B &= S_{+1} - S_0 - C; \\
 C &= \frac{S_{-1} - S_0 \Delta + \frac{1}{2} \Delta(1 + \Delta)(S_{+1} - S_0)}{\Delta \left( \frac{2}{3} + \Delta + \frac{\Delta^2}{3} \right)}. \tag{11}
 \end{aligned}$$

В случае, когда нас интересует ход радиации в течение первого неполного часа для оценки коэффициентов  $A$ ,  $B$  и  $C$ , помещаем начало координат в середину неполного часа (рис. 3 б) и решаем следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned}
 S_0 &= \int_{-\Delta + \frac{1}{2}}^{\frac{1}{2}} S(t) dt = \Delta \left[ A + B \left( \frac{1 - \Delta}{2} \right) + C \left( \frac{1}{4} - \frac{\Delta}{2} + \frac{\Delta^2}{3} \right) \right]; \\
 S_{+1} &= A + B + \frac{13}{12} C; \\
 0 &= A + B \left( \frac{1}{2} - \Delta \right) + C \left( \frac{1}{4} - \Delta + \Delta^2 \right). \tag{12}
 \end{aligned}$$



Последнее уравнение системы (12) использует условие обращения радиации в ноль при восходе Солнца.

Аналогично находятся коэффициенты  $A$ ,  $B$  и  $C$  и для часов смежных со временем захода Солнца.

Таким образом описывается внутрисуточная изменчивость погок радиации для любых часовых интервалов. Это позволяет определить суммы радиации, поступающие в течение неполного часа на поверхность, перпендикулярную к солнечным лучам, путем простого интегрирования:

$$S_{\perp} = \int_{t=t_1}^{t=t_2} (A + Bt + Ct^2) dt = \\ = A(t_2 - t_1) + \frac{B}{2}(t_2 - t_1)^2 + \frac{C}{3}(t_2 - t_1)^3, \quad (13)$$

где  $t_1$  и  $t_2$  — время начала и конца неполного часа. Для полных часов необходимости в таком интегрировании нет и в формулу (8) подставляются непосредственно приводимые в [6] значения  $S_{\perp}$ .

Следует иметь в виду, что при пересчете сумм радиации с перпендикулярной к солнечным лучам поверхности на вертикальную по формуле (8) значения углов и азимутов солнца определяются для середины целых или неполных часовых интервалов.

В качестве примера в табл. 2 приводится распределение потоков прямой радиации во Владивостоке для разных участков стен (этажей) трех основных ориентаций девятиэтажного здания высотой  $Z=27$  м при ширине улицы около 40 м (т. е.  $L=1,5 Z$ ). В таблице суммы прямой радиации приведены в долях от соответствующих сумм потоков для открыто стоящего здания.

Анализ таблицы показывает, что при таком варианте застройки, когда ширина улицы в 1,5 раза превышает высоту зданий, даже нижние участки стены, ориентированной на юг, практически марта по сентябрь получают то же количество прямой радиации за сутки, что и южные стены открыто стоящих зданий. Закрытость горизонта противоположной стеной сказывается в зимние месяцы, когда высота солнца небольшая, так что стены южной ориентации освещаются солнцем лишь с четвертого этажа. Суммы потоков прямой радиации за сутки, например, для декабря на участках вертикальной поверхности, соответствующих четвертому этажу, составляют 46% потоков радиации, поступающей на стены соответствующей ориентации открыто стоящего здания.

Большое влияние закрытость горизонта оказывает на нижние участки стены западной и восточной ориентации. Суммы потоков прямой радиации на стены западной ориентации возрастают как уменьшением угла закрытости, т. е. с увеличением этажа, так и с увеличением склонения солнца, меняясь для нижних этажей от 36% в декабре до 62% в июле, для верхних же этажей суммы потоков не меняются в течение года и составляют около 100%. Стены северной ориентации с сентября по март не освещаются солнцем даже при условии открытого горизонта. Соответствующие

Таблица

Относительные потоки прямой радиации (% от потоков на отдельно стоящее здание) для стен различных ориентаций на ст. Владивосток при  $L=1,5 Z$

№ этажа	$m_i$	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Южная ориентация													
1	0,63	0	57	100	100	100	100	100	100	100	89	0	0
2	0,56	0	79	100	100	100	100	100	100	100	95	0	0
3	0,48	0	88	100	100	100	100	100	100	100	98	63	0
4	0,41	66	94	100	100	100	100	100	100	100	99	81	46
5	0,33	84	97	100	100	100	100	100	100	100	99	90	75
6	0,26	92	98	100	100	100	100	100	100	100	99	96	88
7	0,19	97	99	100	100	100	100	100	100	100	100	98	96
8	0,11	99	100	100	100	100	100	100	100	190	190	99	99
9	0,04	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Северная ориентация													
1	0,63	—	—	—	71	68	67	67	70	—	—	—	—
2	0,56	—	—	—	71	73	71	69	75	—	—	—	—
3	0,48	—	—	—	76	78	76	74	80	—	—	—	—
4	0,41	—	—	—	76	79	80	79	80	—	—	—	—
5	0,33	—	—	—	82	83	84	91	84	—	—	—	—
6	0,26	—	—	—	82	92	91	95	88	—	—	—	—
7	0,19	—	—	—	88	96	94	99	94	—	—	—	—
8	0,11	—	—	—	92	98	97	100	95	—	—	—	—
9	0,04	—	—	—	100	100	100	100	100	—	—	—	—
Западная ориентация													
1	0,63	39	43	47	57	60	61	62	57	50	43	38	36
2	0,56	42	48	53	62	74	67	68	64	55	51	44	39
3	0,48	48	54	61	69	71	73	74	70	63	57	51	45
4	0,41	58	63	68	75	78	80	81	77	70	66	60	53
5	0,33	65	71	75	84	86	86	87	84	78	71	67	63
6	0,26	75	80	83	89	90	92	91	90	84	81	77	73
7	0,19	85	87	91	95	95	96	96	95	92	89	85	83
8	0,11	94	95	95	98	99	99	99	97	97	95	94	92
9	0,04	99	99	100	100	100	100	100	100	100	99	99	98

начения в табл. 3 представлены прочерком. С апреля по март абсолютные значения потоков радиации малы, но они составляют значительную долю от потоков радиации на стены открыто стоящего здания. Так, например, при условии  $L=1,5Z$  даже нижние этажи получают до 70% прямой солнечной радиации, поступающей на стены открыто стоящего здания.

Для этого же пункта были рассчитаны средние многолетние суточные суммы прямой радиации для других вариантов застройки, то  $L=0,5Z$ . Хотя в настоящее время такие узкие улицы не планируются, но они встречаются в районах старой застройки. Представленное на рис. 4 распределение относительных величин потоков прямой радиации, поступающей на стены западной ориентации для ст. Владивосток, показывает, что максимальные значения этих отношений приходятся на летний период и даже при  $L=0,5Z$  летом нижние этажи здания получают до 4% прямой радиации. В зимние месяцы при такой застройке нижние этажи получают 5—8% по отношению к открыто стоящему зданию.

Из представленных примеров видно, что даже для одного географического пункта суммы прямой радиации, поступающей на различно ориентированные вертикальные поверхности, сильно зависят как от ориентации стен зданий, так и от условий застройки, причем эта зависимость существенно различна для разных сезонов года. Представляется поэтому, что расчет сумм радиации по изложенной выше методике может оказаться существенным как при оценке теплового воздействия радиации на здание, так и при проведении светотехнических расчетов для обеспечения надлежащих гигиенических условий при проектировании жилых массивов.

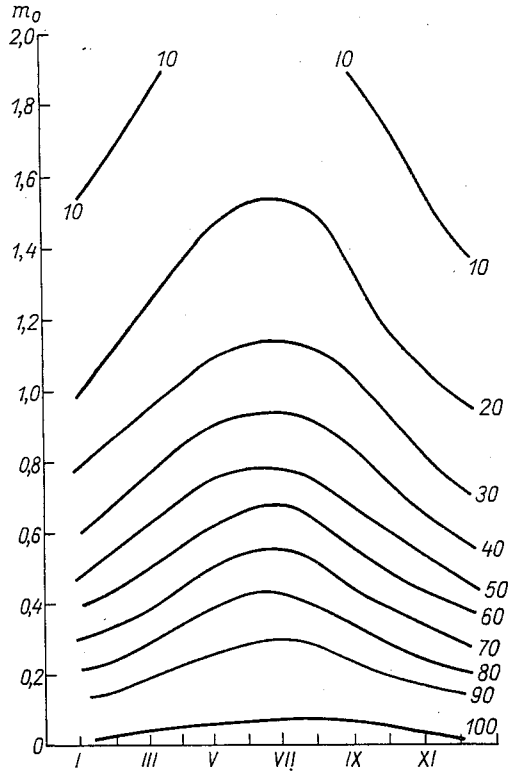


Рис. 4. Относительные потоки прямой радиации (% от потоков радиации на открыто стоящее здание), поступающие на стены западной ориентации во Владивостоке при различной плотности застройки

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дунаев Б. А. Инсоляция жилых зданий. — М., Госстройиздат, 1962. 78 с.
2. Каган Р. Л., Федорченко Е. И. О расчете статистических характеристик выбросов случайной функции. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 268, с. 146—172.
3. Клягина Л. П. Прямая солнечная радиация, поступающая на вертикальные стены при условии моделирования городской застройки. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 305, с. 30—40.
4. Круглова А. И. Климат и ограждающие конструкции. — М., Стройиздат, 1970. 166 с.
5. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима на территории СССР применительно к запросам строительства. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 321, с. 127.
6. Справочник по климату СССР. Ч. 1, вып. 26. Л., Гидрометеонздат, 1966, 80 с.
7. Kaempfert W. Zur Frage der Besonnung enger Strassen. — „Met. Rundschau“, 1949, Bd. 2, N 7/8, S. 222—227.
8. Kaempfert W., Morgen A. Die Besonnung Diagramme der Solar Bestrahlung verschiedener Lagen. — „z. f. Met.“ 1952, Bd. 6, H. 5, S. 138—146.

## СОДЕРЖАНИЕ

1. Л. Асатуров. Конденсационный рост стратосферного сульфатного аэрозоля . . . . .	3
И. Пивоварова. Оценка вклада водяного пара и аэрозоля в ослабление прямой солнечной радиации в атмосфере . . . . .	14
Г. Берлянд. О вековом ходе продолжительности солнечного сияния на территории Великих равнин США . . . . .	29
В. Циценко. Многолетние колебания количества облаков в засушливых районах СССР . . . . .	36
В. Менжулин. Влияние изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур . . . . .	41
А. Ефимова. О влиянии осреднения исходных параметров на точность расчета месячных сумм эффективного излучения . . . . .	49
1. Д. Дворкина. О сравнимости данных, получаемых с помощью актинометрических приборов различных типов . . . . .	53
Л. Каган, Л. П. Клягина. О расчете потоков коротковолновой радиации в условиях городской застройки . . . . .	61
Л. Каган, Л. П. Клягина. О возможности приближенного расчета потоков суммарной радиации на элементы городской застройки . . . . .	76
П. Клягина. К вопросу о нахождении сумм прямой радиации, поступающей на различно ориентированные вертикальные поверхности . . . . .	89

Труды ГГО, вып. 365

### ФИЗИЧЕСКАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Редактор Г. И. Слабкович. Техн. редактор М. И. Брайнина. Корректор А. В. Хюркес

Дано в набор 17/XI 1975 г. Подписано к печати 23/IV 1976 г. М-19662. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. № 1. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 6,7. Тираж 700 экз. Индекс МЛ-90. Заказ № 84. Цена 47 коп. Гидрометеониздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.

УДК 551.510

**Конденсационный рост стратосферного сульфатного аэрозоля.** Асатуро М. Л. Труды ГГО, 1976, вып. 365, с. 3—13.

Рассмотрены физические закономерности конденсационного роста стратосферного сульфатного аэрозоля на примере жидких и кристаллических капель серной кислоты. На основе количественной модели произведена оценка времени роста капель, вклада процесса конденсации в общую динамику стратосферного сульфатного слоя.

Илл. 5. Библ. 4.

УДК 551.521.31

**Оценка вклада водяного пара и аэрозоля в ослабление прямой солнечной радиации в атмосфере.** Пивоварова З. И. Труды ГГО. 1976, вып. 365, с. 14—28.

На материале наблюдений над прямой солнечной радиацией при безооблачном небе и аэрологических наблюдений оцениваются общее ослабление прямой радиации в атмосфере и ослабление отдельными составляющими: водяным паром и аэрозолем.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 21.

УДК 551.583.14:551.521.11(73)

**О вековом ходе продолжительности солнечного сияния на территории Великих равнин США.** Берлянд Т. Г. Труды ГГО. 1976, вып. 365, с. 29—35.

Анализируются материалы наблюдений за продолжительностью солнечного сияния, полученные за период с 1891 по 1973 г. на ряде станций Великих равнин США.

Приводятся средние многолетние значения и статистические характеристики изменчивости относительной продолжительности солнечного сияния ( $s/s_0$ ) для четырех месяцев, характеризующих основные сезоны года.

Исследуются особенности векового хода  $s/s_0$  и показывается, что в конце XIX в. и в 40-х годах XX в. относительная продолжительность солнечного сияния в среднем была на 2—3% ниже нормы. Наибольшее превышение  $s/s_0$  над средней многолетней величиной относится к 30-м годам текущего столетия и достигает 5%.

Показано, что результаты исследований векового хода продолжительности солнечного сияния для некоторых станций Европы, Канады и экваториальной станции Джакарта согласуются с основными выводами, полученными в настоящей работе.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 14.